

© Авторы 2024 г. Открытый доступ.  
Контент доступен по лицензии Creative Commons Attribution  
License 4.0 International (CC BY 4.0)



© The Authors 2024. Open access.  
Content is available under Creative Commons Attribution  
License 4.0 International (CC BY 4.0)

УДК 574.47+551.89

<https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.1.013-036>  
<https://www.elibrary.ru/cgjuf>

## Генезис и эволюция торфяных отложений на островных территориях юго-западного Приохотья в голоцене

В. В. Чаков<sup>@1</sup>, М. А. Климин<sup>1</sup>, В. А. Купцова<sup>1</sup>, Е. Н. Захарченко<sup>1</sup>, Н. Г. Разжигаева<sup>2</sup>,  
Л. М. Мохова<sup>2</sup>, Л. А. Ганзей<sup>2</sup>, Т. А. Гребенникова<sup>2</sup>

<sup>@E-mail:</sup> [chakov@ivep.as.khb.ru](mailto:chakov@ivep.as.khb.ru)

<sup>1</sup> Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровский Федеральный исследовательский  
центр ДВО РАН, Хабаровск, Россия

<sup>2</sup> Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия

**Резюме.** Приводятся результаты исследований водно-болотных экосистем, которые были проведены в границах национального парка «Шантарские острова» в 2016–2018 гг. Представлена характеристика торфяных залежей на ключевых участках болотных экосистем, сформировавшихся в течение всего голоцена на поверхностях позднеплейстоценового возраста. На основе результатов ботанического, палинологического и радиоуглеродного анализов рассматриваются особенности заболачивания выположенных водоразделов о. Большой Шантар в различные периоды эволюции исследуемых торфяников. Установлено, что первичные очаги заболачивания на архипелаге возникали с поселения зеленых мхов среди кустарниково-осоковых редин в небольших замкнутых котловинах с оттаивающим субстратом во время вегетационных периодов. С помощью анализа картографических материалов и данных дистанционного зондирования Земли среднего и высокого пространственного разрешения (Landsat-8, Sentinel-2), а также материалов аэрофотосъемки, выполненных с помощью БПЛА DJI Phantom 4, выявлено регрессивное влияние криогенных процессов на формирование специфических органогенных форм рельефа на заболоченных территориях криолитозоны юго-западного Приохотья. Выявлена связь сукцессионных смен болотной растительности с мощностью торфяной залежи и природно-климатическими условиями различных этапов голоцена. Определены порядок и хронологические параметры этих смен. Трансгрессия моря и приуроченность архипелага к криолитозоне восточной Евразии послужили основными факторами, определявшими особенности развития островных болотных фитоценозов и окружающей растительности в отличие от таковых материковой части.

**Ключевые слова:** голоцен, торфяная залежь, болотообразование, криолитозона, биоразнообразие, сфагновый покров, трансгрессия

## Genesis and evolution of peat deposits on island territories of the southwestern Okhotsk Sea Region in the Holocene

Vladimir V. Chakov<sup>@1</sup>, Mikhail A. Klimin<sup>1</sup>, Victoria A. Kuptsova<sup>1</sup>, Elena N. Zakharchenko<sup>1</sup>,  
Nadezhda G. Razjigaeva<sup>2</sup>, Ludmila M. Mokhova<sup>2</sup>, Larisa A. Ganzey<sup>2</sup>, Tatiana A. Grebennikova<sup>2</sup>

<sup>@E-mail:</sup> [chakov@ivep.as.khb.ru](mailto:chakov@ivep.as.khb.ru)

<sup>1</sup> Institute of Water and Ecological Problems, FEB RAS, Khabarovsk Federal Research Center of the FEB RAS,  
Khabarovsk, Russia

<sup>2</sup> Pacific Geographical Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia

**Abstract.** The paper considers the results of studying of wetland ecosystems within the boundaries of the “Shantar Islands” National Park in 2016–2018. The characteristics of peat deposits in main bog areas that developed over the Holocene on the surfaces dating back to the Late Pleistocene are described. The features of waterlogging in the flattened watersheds of the Bolshoy Shantar Island in different periods of the evolution of studied peat bogs are considered on the basis of the results of botanical, palynological and radiocarbon analyzes. The settlement of green mosses among areas sparsely

vegetated by shrub-sedge communities in small closed depression with a melting substrate during the growth season was determined as the initial centers of waterlogging on the archipelago. The regressive effect of cryogenic processes on the formation of specific organogenic landforms in oligotrophic bogs of the permafrost zone of the southwestern Okhotsk Sea Region has been identified by analyzing cartographic materials, Earth remote sensing data of medium and high spatial resolution (Landsat-8, Sentinel-2), as well as aerial images taken by DJI Phantom 4 UAV. There is a relationship between the thickness of the peat deposit, the natural and climatic circumstances of different Holocene stages, and successional changes in bog vegetation. These shifts' chronometric parameters and order have been established. The order and chronologic parameters of these shifts have been determined. In contrast to the mainland, the transgression of the sea and the confinement of the archipelago to the cryolithic zone of eastern Eurasia were the main factors that defined the features of the development of island swamp phytocenoses and surrounding vegetation.

**Keywords:** Holocene, bog formation, peat deposit, cryolithic zone, biodiversity, sphagnum cover, transgression

**Для цитирования:** Чаков В.В., Климин М.А., Купцова В.А., Захарченко Е.Н., Разжигаева Н.Г., Мохова Л.М., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А. Генезис и эволюция торфяных отложений на островных территориях юго-западного Приохотья в голоцене. *Геосистемы переходных зон*, 2024, т. 8, № 1, с. 13–36. <https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.1.013-036>; <https://www.elibrary.ru/cgjuf>

**For citation:** Chakov V.V., Klimin M.A., Kuptsova V.A., Zakharchenko E.N., Razjigaeva N.G., Mokhova L.M., Ganzey L.A., Grebennikova T.A. Genesis and evolution of peat deposits on island territories of the southwestern Okhotsk Sea Region in the Holocene. *Geosistemy perehodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2024, vol. 8, no. 1, pp. 13–36. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.1.013-036>; <https://www.elibrary.ru/cgjuf>

### Благодарности

Авторы выражают глубокую признательность дирекции ФГБУ «Заповедное Приамурье» за организацию трехлетних полевых исследований на заболоченных территориях национального парка «Шантарские острова» и финансирование аналитических работ по радиуглеродному датированию отобранных образцов торфа.

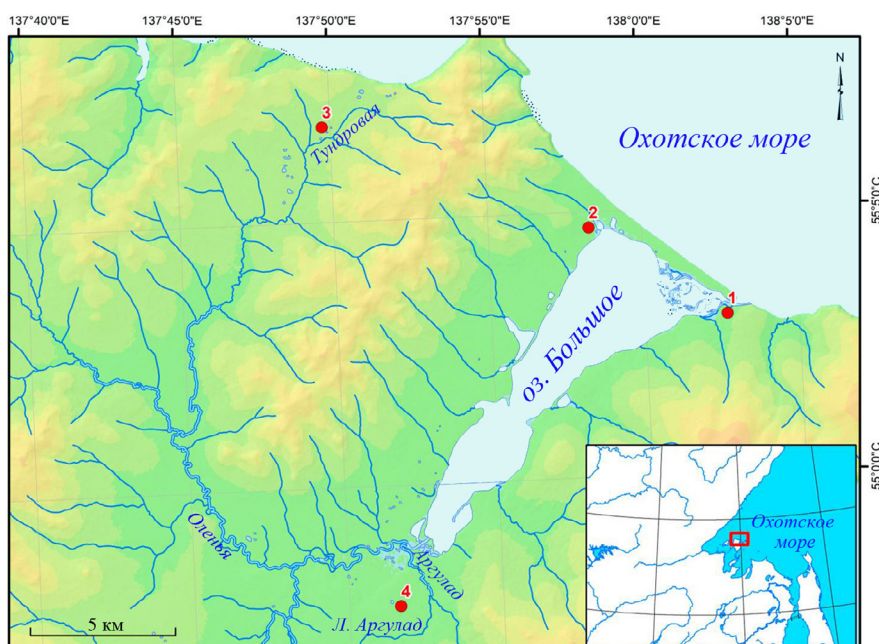
### Acknowledgements

The Authors are grateful to the management of FSBI “Zapovednoe Priamurie” for organization of three-year field research in the wetlands of the “Shantar Islands” National Park and the financial support of the analytic works on radiocarbon dating of selected peat samples.

## Введение

Шантарский архипелаг, расположенный в юго-западной части Охотского моря, состоит из 15 островов общей площадью примерно

2.5 тыс. км<sup>2</sup>. Крупнейший из них о. Большой Шантар, его протяженность с севера на юг около 65 км, а ширина вблизи 55° с.ш. достигает 47 км. Именно здесь, на равнинных участках в долинах рек Тундровая



**Рис. 1.** Точки детального обследования болотных экосистем с отбором образцов торфа.  
**Fig. 1.** Sites of detailed survey of bog ecosystems with peat sampling.

и Оленья, сосредоточены основные болотные массивы площадью до 25–30 км<sup>2</sup>. Локально они присутствуют и в обрамлении оз. Большое на переувлажненных западинах с травянистой растительностью и задернованными почвами (рис. 1).

Весь конец позднего плейстоцена, вплоть до пребореального периода голоцена, примыкающие ныне к островам архипелага и северной окраине Сахалина части континентального шельфа с изобатами до 50 м являлись окраиной материка. Его границы здесь простира-

лись к востоку и северо-востоку от о. Большой Шантар на  $15 \pm 3$  км (реже до 40 км) [1, 2]. Если учесть, что рассматриваемая территория относится к районам с современными процессами формирования ледяного клина в торфяных и глинисто-иловых отложениях криолитозоны, то становится вполне закономерным наличие на литорали Охотского моря континентальных алевролитов криогенного генезиса, в которых преобладает фитопланктон, обитающий преимущественно в приполярных морских водах [3, 4].

Территория архипелага, в соответствии с разделением В.Б. Сочавой российского Дальнего Востока на геоботанические страны и провинции [5], расположена в зоне разграничения между двумя странами – Северо-Притихоокеанской и южной Амуро-Сахалинской. К этой размытой границе в юго-западной части Приохотья со стороны материка на небольшом удалении друг от друга примыкают сразу пять физико-географических областей: Верхнезейская, Зейско-Буреинская, Буреинская, Нижнеамурская и Сахалинская. Каждой из них свойственны свои отличительные особенности, связанные с орографией, климатическими параметрами и почвенно-растительным покровом.

Наличие многолетней мерзлоты в отложениях рассматриваемого региона привело к своеобразной интеграции представителей растительного покрова из различных флористических групп. В большинстве случаев данное обстоятельство усугублялось цикличностью изменения климатических параметров для северного полушария планеты как в плейстоцене, так и в голоцене. Существенные потепления в бореальном и атлантическом периодах голоцена [6] послужили определяющими факторами, повлиявшими на существенное смещение северной и западной границ дубняков вплоть до отрогов Омальского хребта с абсолютными отметками высот от 350 до 770 м. В настоящее время кустарниковые формы дуба (остатки горных дубняков) соседствуют здесь с куртинами кедрового стланика. На данную палеоботаническую особенность в свое время обращал внимание М.И. Нейштадт [7], упоминающая о местоположении реликтовых дубовых

рощ на побережье Охотского моря (зал. Николая), в среднем течении р. Тырма и верховьях р. Зей. В настоящее время данная территория включена в Южно-Охотскую темнохвойно-лесную подобласть горно-приморского Аяно-Шантарского округа Сахалинской прибрежно-островной провинции [8].

Раннеголоценовое потепление климата на большей части выположенных низинных территорий данного региона сопровождалось активными термокарстовыми процессами и увеличением влажности почв. В связи с этим 10–11,5 тыс. л.н. здесь стали появляться первичные очаги заболачивания [9–12]. К этому же времени сформировался современный долинный комплекс р. Амур и его основных притоков, что послужило дополнительным толчком к заболачиванию почвенного субстрата мелколиственных лесов с подлеском из ольхи, кустарниковых берез и кедрового стланика. Нижние ярусы растительного покрова в начале голоцена были представлены преимущественно кочкообразующими осоками, пухоносом и зелеными мхами. В целом облик фитоценозов того времени соответствовал облику современных тундровых и лесотундровых ландшафтов, фрагменты которых до сих пор можно встретить на отдельных участках низких прибрежных террас северного Сахалина и материковой части юго-западного Приохотья [13]. Более того, даже для Среднеамурской низменности, расположенной на 0,5–0,8 тыс. км южнее Шантарского архипелага, основными ландшафтами того периода также являлись лесотундровые березово-лиственничные экосистемы с кустарничковыми ивами [14].

Целью наших исследований было выявление особенностей формирования и развития торфяных отложений на островных территориях в условиях криолитозоны юго-западного Приохотья.

## Материалы и методы

Для определения границ болотных экосистем и морфометрии их криогенно-органогенного рельефа использовались космоснимки высокого пространственного разрешения (Landsat-8, Sentinel-2) и проводилась аэрофотосъемка с помощью беспилотного летательного аппарата БПЛА DJI «Phantom-4». Съемка

местности штатной аппаратурой дрона с высоты 150 м позволяет получать ортофотопланы исследуемых участков болот с пространственной точностью, соответствующей картографической основе детальных крупномасштабных карт М 1:10 000. Технические параметры дрона при работе на заявленной высоте обеспечивают за один его запуск сканирование поверхностей изучаемых объектов шириной примерно 300 м и длиной до 5000 м [15].

Типологический состав болот на изучаемой территории рассматривался с учетом условий водно-минерального питания территорий, экологии доминантов в растительном покрове и ботанического состава торфяных залежей [9]. На болотных массивах каждого из гипсометрических уровней поверхности случайно-систематическим методом закладывали по 20–30 учетных площадок площадью 1 м<sup>2</sup>, на которых описывали растительность по ярусам, оценивали видовой состав и покрытие сосудистых растений и сфагновых мхов [16]. Латинские названия бриофитов даны в соответствии со списком мхов Восточной Европы и Северо-Восточной Азии [17], сосудистых растений – в соответствии с международной базой данных The Plant List (<http://www.theplantlist.org>).

Торфяные залежи болотных экосистем за пределами пойменного уровня в долинах рек Тундровая и Оленья по данным бурения, как правило, имеют мощность 2–3 м, но иногда на участках, где возникали первые очаги заболачивания, подстилающие терригенные отложения находятся на глубине около 4 м. Отбор образцов торфа на одном из таких участков для проведения ботанического, палинологического и радиоуглеродного анализов осуществлялся буром Инсторфа с шагом 5 см.

Ботанический анализ торфа, свидетельствующий о составе, доле участия и степени мацерации остатков растений-торфообразователей, выполнялся на микроскопе «Nikon Eclipse LV100 POL» в соответствии с ГОСТ\* и общепринятыми методиками [18, 19].

Подготовка и анализ отобранных образцов торфа для изучения спорово-пыльцевых спектров проводились по стандартным ме-

тодикам (щелочная и сепарационная) [20]. Обычно в каждом из анализируемых образцов подсчитывалось около 300–500 зерен пыльцы и спор, реже до 700–900 микрофоссилий.

Радиоуглеродный анализ проводился жидкостно-сцинтилляционным методом с помощью ультранизкофазного спектрометра-радиометра Quantulus в лаборатории биоинформационных технологий Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск). Возрастная модель построена с использованием программы Bacon 2 с программной оболочкой R [21]. Возраст нижней части отложений рассчитывался путем экстраполяции с учетом скоростей торфонакопления.

## Результаты

Как уже отмечалось, граница между Северо-Притихоокеанской и южной Амуро-Сахалинской географическими странами проходит по территории юго-западного Приохотья. Наиболее отчетливо она выражена в северной части о. Большой Шантар, где на сравнительно ограниченном участке присутствуют и низкогорные хребты (хр. Беранджа с максимальной отметкой высоты 720 м на горе Боковикова), и разветвленная гидрологическая сеть рек Тундровая и Оленья с плоскими заболоченными водоразделами, и даже прибрежные марши в приустьевой части оз. Большое. Для этой территории характерна неустойчивая ветреная погода с частыми туманами. При поздней весне лето здесь короткое и сырое (средняя температура июля 12.1 °С), зима умеренно-прохладная со среднемноголетней температурой января –21 °С. Суммарное количество осадков примерно 500 мм/год [22]. Принимая во внимание высоту сизигийных приливов в акваториях Удской губы и Тугурского залива, достигающих 7.7 м, следует особо отметить роль приливной и нагонно-ветровой деятельности в формировании и развитии прибрежных маршевых экосистем в этой части Приохотья, где неправильные полусуточные приливы обычно варьируют в пределах отметок 2.7–4.9 м\*\*.

\* ГОСТ 28245-89. Торф. Методы определения ботанического состава и степени разложения. М.: Стандартинформ, 2006.

\*\* Лоция Охотского моря. Вып. 1. Южная часть моря. 1998. СПб.: ГУНю, 390 с.

На сегодняшний день и луговые, и лесные фитоценозы на островах архипелага изучены достаточно подробно [8, 23–25], чего нельзя сказать о водно-болотных угодьях (ВБУ), широко распространенных в долине р. Оленья и ее притоков на приозерной равнине. В частности, растительный покров маршей, примыкающих непосредственно к литоральной зоне, крайне беден. Основную роль в его формировании играют травянистые растения (*Potentilla egedii* Wormsk. ex Oeder, *Leymus mollis* (Trin.) Pilg., *Hippuris tetraphylla* L.f., *Calamagrostis deschampsoides* Trin.), приспособленные к засолению [26]. К названным видам обычно могут примешиваться *Allium ledebourianum* Schult. & Schult.f., *Juncus haenkei* E.Mey., *Triglochin palustris* L., реже – *Poa macrocalyx* Trautv. & C.A.Mey., *Stellaria bungeana* Fenzl. Единично здесь представлен *Atriplex subcordata* Kitag., обычный для песчано-галечниковых прибрежных отложений островов Малой Курильской гряды [27].

На участках низкой озерной террасы с более благоприятным дренажным режимом обычно формируются моновидовые сообщества из *Potentilla egedii*. Крайне редко в таких сообществах могут присутствовать *Arctanthemum arcticum* (L.) Tzvelev, *Fimbripetalum radicans* (L.) Ikonn., *Calamagrostis deschampsoides* и *Leymus mollis*. Их экологию определяют легкие, хорошо дренируемые отложения на периодически подтапливаемых поверхностях в зоне сплошной многолетней мерзлоты.

За пределами озерной террасы на участках, не заливаемых в периоды сизигийных приливов, обычно формируются сомкнутые разнотравно-вейниково-ивовые растительные сообщества с проективным покрытием (ПП) 50–60 %, в которых доминирует *Salix fuscescens* Andersson – вид ивы, широко представленный на песчано-галечниковых косах северного Сахалина и восточной Камчатки, являющийся стержневокорневым кустарничком с укореняющимися плагиотропными ветвями. Данному виду здесь сопутствует *Calamagrostis purpurea* (Trin.) Trin. с ПП до 15 %. Из других травянистых на таких участках можно встретить *Sanguisorba parviflora* (Maxim.) Takeda, *Geranium* sp., *Ligusticum scoticum* L., *Atriplex subcordata* Kitag., *Rubia jesoensis* (Miq.) Miyabe &

Kudo, *Trientalis europaea* L., *Iris setosa* Pall. ex Link, *Arctanthemum arcticum*, *Arctopoa eminens* (C.Presl) Prob., *Lathyrus pilosus* Cham., *Carex loliacea* L., *Juncus haenkei*. Их суммарное ПП едва превышает 10 %. Все они относятся к разряду галофитов или мезогалофитов, которые распространены в фитоценозах на гребнях прибрежных береговых валов Северной Пацифики [28].

На выположенных поверхностях с относительными отметками 9–10 м, в тех случаях, когда они контактируют непосредственно с коренным или делювиальным склоном, формируются лесотундровые восковниково-вейниково-ивово-сфагновые фитоценозы. Наряду с кустарником *Myrica tomentosa* Asch. & Graebn. здесь широко представлены кустарнички *Salix fuscescens*, *Empetrum stenopetalum* V.N.Vassil. и *Vaccinium oxycoccus* L. Из травянистых чаще других встречаются *Arctanthemum arcticum*, *Calamagrostis purpurea*, *Carex rariflora* (Wahlenb.) Sm., *Comarum palustre* L., *Coniioselinum chinense* (L.) Britton, Sterns & Poggenb., *Chamaepericlymenum suecicum* (L.) Asch. & Graebn., *Drosera rotundifolia* L., *Equisetum pratense* Ehrh., *Galium trifidum* L., *Iris setosa*, *Lerchenfeldia flexuosa* (L.) Schur, *Ligularia sibirica* (L.) Cass., *Parnassia palustris* L., *Sanguisorba tenuifolia*. Моховой ярус покрывает 50–60 % поверхности таких болот. Здесь в его составе преобладают зеленые мхи, характерные для темнохвойных слабонарушенных лесов – *Sanionia uncinata* (Hedw.) Loeske и *Paludella squarrosa* (Hedw.) Brid. При этом на отдельных участках поверхности сформировались дернины *Sphagnum squarrosum* Crome. Единично могут присутствовать *Calliergon cordifolium* (Hedw.) Kindb., *Dicranum majus* Turner, *Pleurozium schreberi* (Willd. ex Brid.) Mitt., *Pseudobryum cinclidioides* (Huebener) T.J.Kop. или *Sphagnum teres* (Schimp.) Ångström.

Надпойменные террасовые поверхности рек Оленья и Тундровая сильно расчленены притоками и заболочены на 65–80 %. Для длинного комплекса равнин р. Оленья с высотными отметками 20–65 м отмечено развитие разнообразных органо-криогенных форм рельефа, в то время как на заболоченной части долины р. Тундровая с террасовыми уровнями в интервале высот 65–95 м чаще представлены термокарстовые озера и черные мочажины.

По существу, все такие поверхности, независимо от их гипсометрических уровней, представляют собой плоские заболоченные водоразделы, минеральные отложения которых перекрыты слоем торфа мощностью от 2 до 4 м. В эволюционном плане все сформировавшиеся здесь болотные экосистемы уже достигли олиготрофной стадии развития и на современном этапе начинают подвергаться регрессионным процессам. В тех случаях,

когда термокарстовые явления затрагивают верхние слои торфяной залежи и усиливаются выклиниванием грунтовых вод, поверхность заболоченных участков может осложняться либо ложбинами стока с низкими значениями основных и боковых уклонов, либо слабопроточными котловинами. При этом основные и вспомогательные уклоны как ложбин, так и котловин слабо выражены (рис. 2). Ложбины стока напоминают овражную сеть и обеспечивают поверхностный и

почвенный сток с болот по мере их оттаивания в вегетационный период. Такая сеть имеет форму лучей, простирающихся от центра болотных массивов к их периферии, и замыкается на местные водотоки. Слабопроточные котловины по форме являются округлыми или серповидными западинами, в тальвеговой части которых образуются сильно обводненные мочажины, ориентированные поперек линий стекания. Параллельно им здесь располагаются узкие, не более 4 м в поперечнике, гряды [29]. Высота последних вместе с растительным покровом редко достигает 40 см, а длина, при средних значениях 20–30 м, может составлять около 50 м. Подобные грядово-мочажинные комплексы болот аапа-типа впервые были описаны М.С. Боч в Карагинском районе Камчатской области на заболоченной поверхности древней лагуны Оссорской бухты Тихоокеанского побережья [30]. Такие болота подробно описаны и авторами данной публикации в вегетационный период 2021 г.

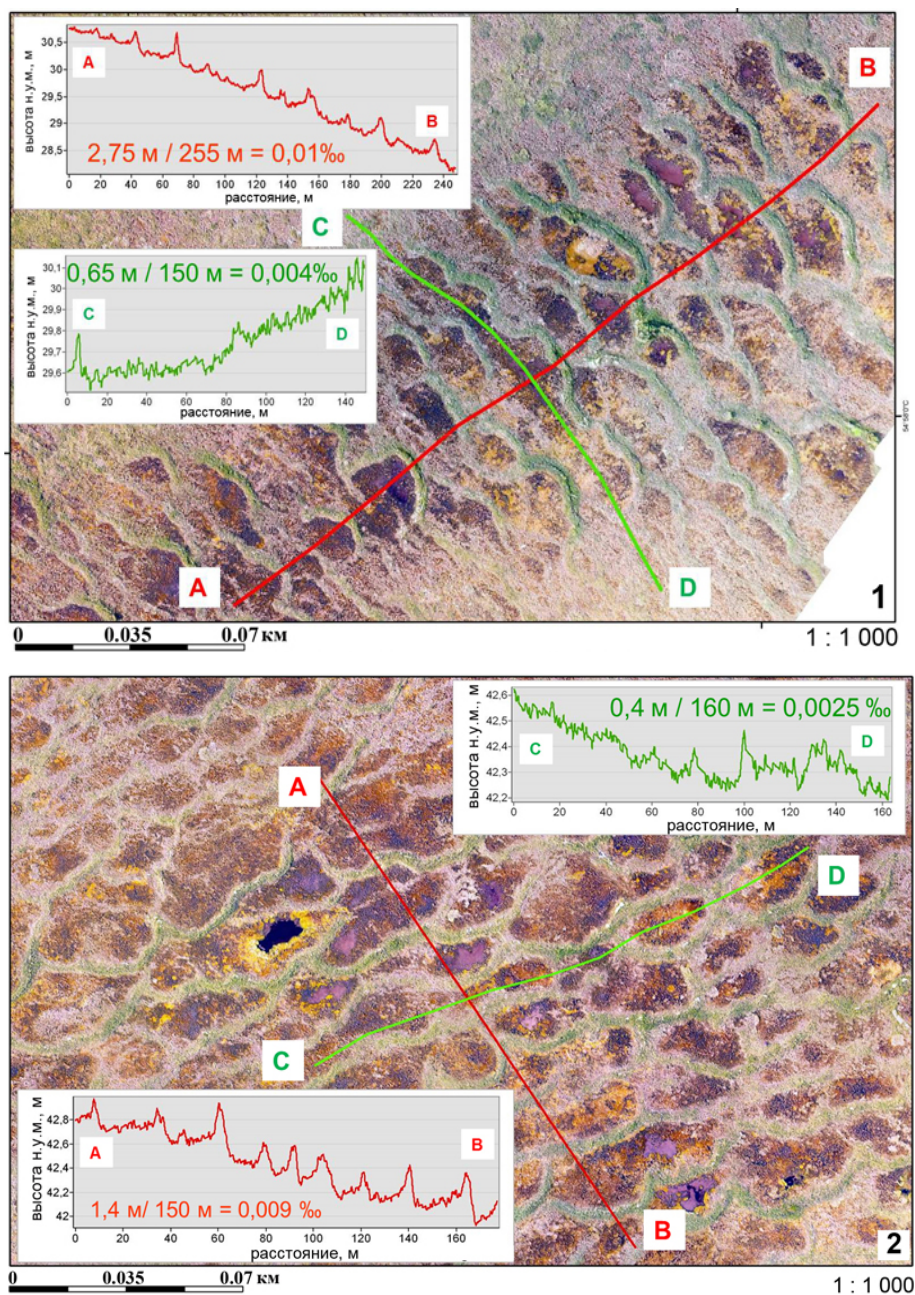


Рис. 2. Топология органогенного рельефа в ложбинах стока (1) и слабопроточных котловинах (2) на комплексных болотах аапа-типа, о. Большой Шантар.

Fig. 2. The topology of the organogenic relief on complex bogs of aapa-type in the hollows (1) and basins with weak runoff (2), Bolshoi Shantar Island.

в Нижнем Приамурье на заболоченных территориях Эворон-Чукчагирской депрессии [31].

К разряду водно-болотных угодий как на материковом побережье, так и на островах Шантарского архипелага относятся пойменные луговые и болотные торфяные экосистемы. Последние занимают здесь практически все выровненные поверхности аллювиального происхождения. В соответствии с Рамсарской классификацией ВБУ пойменные луговые экосистемы типа Ts (сезонные/временные пресноводные мелкие водоемы на бедных органикой почвах) наиболее широко представлены на участках приливов с амплитудой уровня воды до 3 м и пойменных поверхностях большинства местных водотоков. На участках островных пляжей, подверженных влиянию суточных приливов, формируются монодоминантные осоковые луга с преобладанием *Carex macrocephala* Willd. ex Spreng., *C. gmelinii* Hook. & Arn., *C. mackenziei* V.I.Krecz. и ряда других [25, 32].

Водно-болотные угодья типа U (безлесные торфяные болота, включая кустарниковые и открытые верховые, переходные и низинные торфяные болота) представлены полным спектром типологического состава. Помимо торфяников-плащей, занимающих пологие склоны денудационно-аккумулятивных контактных зон, широко распространенных на охотском побережье Камчатки, здесь развиты и олиготрофные озерково-грядово-мочажинные комплексы. В эволюционном плане они находятся на последней стадии развития, когда верховые болота с выпуклой формой поверхности начинают деградировать и вновь приобретать плоскую поверхность, изобилующую топкими мочажинами и озерками всевозможной формы с господством олиготрофных видов сфагновых мхов [33].

Наряду с перечисленными экосистемами на территории Нижнего Приамурья и юго-западного Приохотья встречаются достаточно крупные торфяные бугры-останцы – размерами от 50–150 м в поперечнике и до 2, реже 6 м высотой. Состоят они из сильно увлажненного и замороженного торфа. Обычно поросшие древесной растительностью, они иногда протаивают в центральных частях. Их органо-генный рельеф и особенности размещения на участках с различными гипсометрическими

отметками свидетельствуют о том, что возникли они в разное время голоцена под воздействием различных экзогенных факторов. Изменение топологии таких элементов рельефа при термокарстовых явлениях позволяет судить о направленности и скорости процессов болотообразования на фоне динамики гидротермического режима болотных ландшафтов.

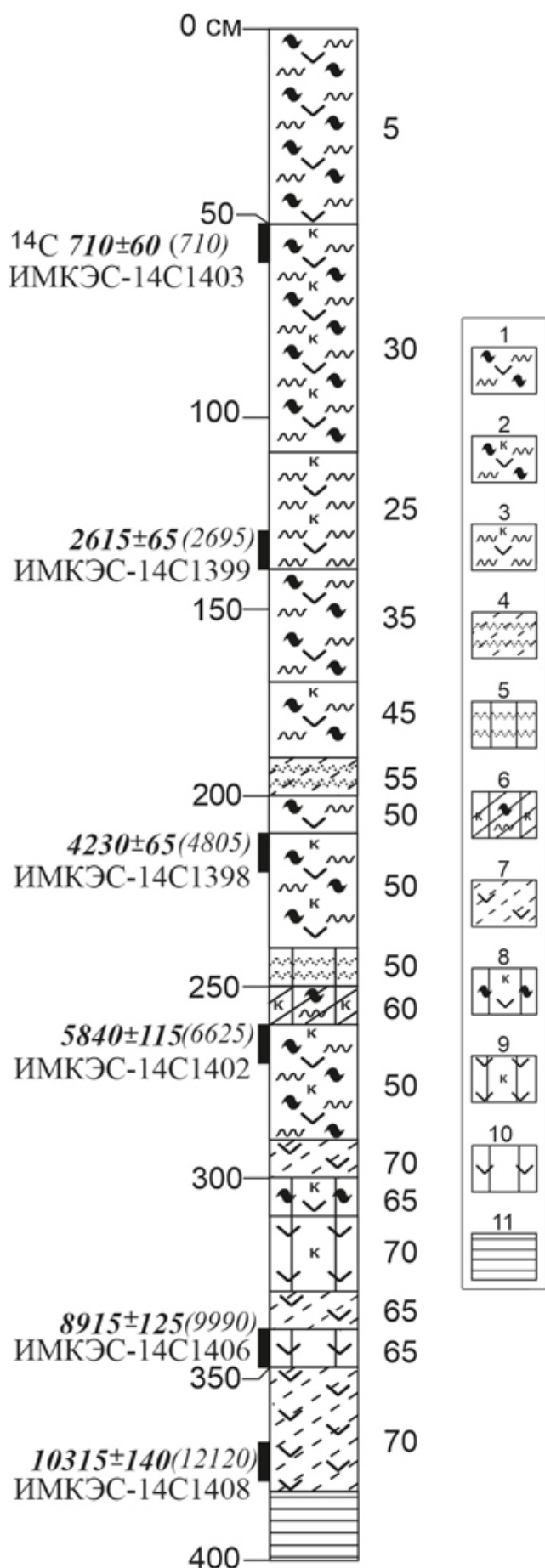
Зондирование отложений торфа в границах изучаемой территории выявило наиболее мощную (380 см) залежь фитодетрита в правобережной части р. Тундровая на участке болота с периферийно-олиготрофным типом развития, на котором отбирались образцы для определения радиоуглеродного возраста. К настоящему времени датировки получены для шести слоев торфа (рис. 3).

Стратиграфический профиль залежи представлен 17 генетическими слоями мощностью от 10 до 60 см, которые демонстрируют существенные различия палеоклиматических условий в процессе болотообразования на данной территории в голоцене. Они тесно связаны с динамикой гидротермических характеристик и широтным возвратно-поступательным перемещением границ лесорастительных зон на территории Евразии [34, 35], а также четко проявляются и в особенностях строения рассматриваемого разреза, который структурно разделен на три составные части.

Для нижней части залежи, сложенной шестью слоями торфа общей мощностью 90 см в интервале 290–380 см, степень разложения растительных остатков составляет 65–70 %, что достаточно необычно для таких широт со слабовыраженной активностью почвенных микроорганизмов. Ее формирование осуществлялось на протяжении без малого 5 тыс. лет.

Средняя часть разреза в интервале 170–290 см, состоящая из семи слоев фитодетрита, степень деструкции которых варьирует от 45 до 60 %, аккумуляровалась в общей сложности около 4 тыс. лет.

Верхние четыре слоя торфяного разреза, общей мощностью 170 см, имеют наиболее низкие (5–35 %) значения степени разложения. Их накопление длилось чуть более 3.5 тыс. лет. При этом 50-сантиметровый слой в кровле торфяника, представленный торфом переходного травяно-сфагнового типа, по своей мор-



фологии практически ничем не отличается от сфагнового очеса, формируемого современными фитоценозами.

Анализ палинологических спектров рассматриваемого торфяного разреза (рис. 4) также подтверждает характер и динамику смен растительного покрова на данном болотном массиве, сформировавшемся в центральной части вышележащего водораздела с наиболее высокими гипсометрическими отметками для долины р. Тундровая. Структура спектров указывает на то, что древесный ярус на протяжении голоцена главным образом формировали растения семейства Pinaceae родов *Abies*, *Picea* и *Larix*, которые обычно перемежались здесь с кедровым стлаником и различными видами берез.

Кустарничково-травяной ярус растительности на данной территории обычно представлен видами семейств *Syringaceae* и *Ericaceae*. В зависимости от палеоклиматических условий участие названных растений в сложении фитоценозов было различным, чего нельзя сказать о растениях мохового яруса, представленных в основном сфагновыми мхами, остатки которых суммарно достигали высоких значений (80 % и более) в торфе с позднего дриаса вплоть до настоящего времени. В целом распределение палинологических зон полностью соответствует палеоклиматической динамике для территории российского Дальнего Востока [36].

**Fig. 3.** Stratigraphic column of the peat deposit characterizing the evolution of bog-forming processes in the Tundrovaya River valley. 1–10 – types of peat: 1 – transitional herb-sphagnum, 2 – transitional dwarf shrub-herb-sphagnum, 3 – high-moor dwarf shrub-herb-sphagnum, 4 – transitional green moss-clubrush, 5 – transitional woody-clubrush, 6 – transitional woody-dwarf shrub-sphagnum-sedge, 7 – low-moor green moss-herb, 8 – low-moor sphagnum-herbaceous-woody-shrub, 9 – low-moor wood-shrub-herbaceous, 10 – low-moor woody-herbal; 11 – clay. The radiocarbon (calendar) age is on the left of the column, the degree of decomposition of phytodetrite (in percent) is shown on the right.



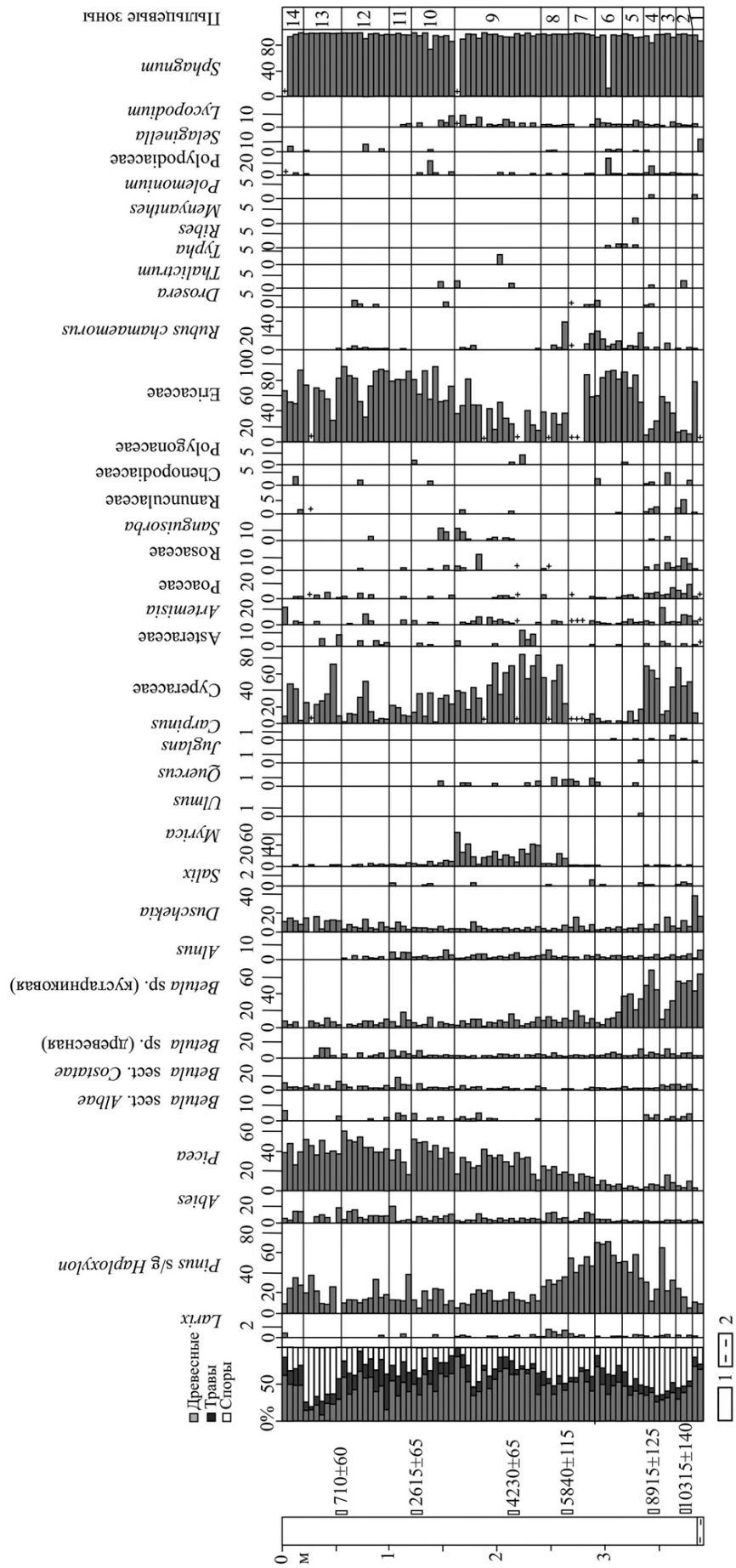


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяной залежи, сформировавшейся в правобережной части долины р. Тундровая: 1 – торф, 2 – суглинок. Возраст указан в виде радиоуглеродных дат.

Fig. 4. Pollenological spectra of the peat deposit formed in the right-bank part of the Tundrovaya River valley: 1 – peat, 2 – loam. Ages are expressed as radiocarbon dates.

## Обсуждение результатов

Согласно возрастной модели, построенной по радиоуглеродным датировкам (табл. 1), начальный этап заболачивания для территории Шантарского архипелага относится к середине позднего дриаса (12 475 календарных л.н.).

Как видно по строению торфяной залежи, *нижний слой* мощностью 30 см представлен сильно разложившимся фитодетритом, основу которого составляют трудно определяемые остатки травянистых растений и зеленых мхов, характерных для луговых фитоценозов или сырых лесных окраин. Слой расположен в интервале глубин 350–380 см и, судя по возрастным датировкам, с учетом локации точки отбора проб и палеогеографических условий региона [37, 38], болотообразование началось здесь при среднеголетних температурах на 5.0–7.0 °С ниже современных и крайне незначительной влажности воздуха.

Отчасти это связано с тем, что береговая линия Охотского моря тогда располагалась около 20–25 км северо-восточнее характе-

ризуемого заболоченного участка, а уровень моря на тектонически стабильных берегах находился на отметках примерно –50 ... –55 м ниже современного [2]. Триггером процесса заболачивания могли послужить термокарстовые явления, вызванные микроклиматическими условиями, которые обычно возникают в ветровой тени воздушных потоков северных румбов на юго-восточных склонах поверхностей делювиальных шлейфов с рудиментами наледей и морозобойных трещин. В настоящее время такие рудименты широко представлены на аллювиальных равнинах в Северной Якутии и высоких приморских террасах Северо-Восточной Азии [39, 40]. Следовательно, уместно предположить, что вегетационный период в начале голоцена здесь был существенно короче, чем даже в современных суровых условиях. Примечательно, что в это же время началось активное заболачивание Охотско-Колымского водораздела [41].

Для сравнения – северо-западная часть Охотского моря в настоящее время освобож-

**Таблица 1.** Возраст слоев торфяной залежи в долине р. Тундровая, о. Большой Шантар

**Table 1.** Age of the peat deposit in the Tundrovaya River valley, Big Shantar Island

№ п/п	Интервал, см	Периоды торфонакопления		Тип торфа
		Окончание формирования слоя (кал. л.н.)	Начало формирования слоя (кал. л.н.)	
1	350–380	10 345	12 475	Зеленомошно-травяной низинный
2	340–350	9 635	10 345	Древесно-травяной низинный
3	330–340	9 200	9 635	Зеленомошно-травяной низинный
4	310–330	8 410	9 200	Древесно-кустарничково-травяной низинный
5	300–310	8 005	8 410	Сфагново-травяно-древесно-кустарниковый низинный
6	290–300	7 610	8 005	Зеленомошно-травяной низинный
7	260–290	6 435	7 610	Кустарничково-травяно-сфагновый переходный
8	250–260	6 060	6 435	Древесно-кустарничково-сфагново-осоковый переходный
9	240–250	5 685	6 060	Древесно-пухоносный переходный
10	210–240	4 670	5 685	Кустарничково-травяно-сфагновый переходный
11	200–210	4 410	4 670	Травяно-сфагновый переходный
12	190–200	4 140	4 410	Зеленомошно-пухоносный переходный
13	170–190	3 620	4 140	Кустарничково-травяно-сфагновый переходный
14	140–170	2 830	3 620	Травяно-сфагновый переходный
15	110–140	2 070	2 830	Кустарничково-травяно-сфагновый верховой
16	50–110	640	2 070	Кустарничково-травяно-сфагновый переходный
17	0–50	0	640	Травяно-сфагновый переходный

дается ото льда на 20–25 дней раньше, чем юго-западная. Этим отчасти можно объяснить крайне низкую скорость прироста биомассы в луговых сообществах пребореального периода и, как следствие, низкую скорость торфо-накопления для самого нижнего слоя торфа. При этом высокая степень дисперсности фитодетрита и его существенное уплотнение в результате процессов минерализации вызваны, вероятно, длительностью первичного этапа заболачивания в условиях относительного потепления и достаточно сухого климата на рассматриваемом отрезке голоцена.

В этот период растительный покров большинства прилегающих к очагам заболачивания участков был представлен ерниковыми кустарниками (ольховник и березки) с включением кедрового стланика и частично полыни. К ним ко времени завершения формирования слоя стали добавляться представители древесного яруса – ель и березы. В целом, несмотря на достаточно длительный период времени с конца позднего дриаса вплоть до начальной фазы раннего бореала (примерно 2130 лет), данный участок поверхности не испытывал существенных экологических изменений, на которые могли бы отреагировать лугово-болотные растения [42, 43].

Следующий этап заболачивания, длительностью около 710 лет, характеризуется поселением здесь растений древесного яруса, остатки фитодетрита которых широко представлены во *втором 10-сантиметровом слое* (инт. 340–350 см) древесно-травяного торфа. Он формировался на достаточно мощной оторфованной дернине, впоследствии трансформированной в начальный слой рассматриваемой торфяной залежи. Смена растительного покрова в данном случае может быть вызвана очередным незначительным похолоданием и сухостью климата в раннем и начале среднего бореала, на которые и приходится данный этап болотообразования. С этим же явлением коррелирует и незначительное уменьшение степени разложения (65 %) растительных остатков.

Выше по профилю в интервале глубин 330–340 см залегает *слой зеленомошно-травяного торфа*, по составу аналогичный самому нижнему, но имеющий степень деструкции органики 65 %. Период его формирования 9635–

9200 кал. л.н., т.е. менее продолжительный, нежели предыдущий. При этом оба 10-сантиметровых слоя генетически неоднородны и сформированы в разных температурно-влажностных условиях. Нижний, судя по составу торфообразователей, накапливался в более сухих и сравнительно холодных условиях (ВО-1), в то время как верхний формировался уже при достаточно высоких температурах и повышенных значениях влажности воздуха, что отмечено [36] для всей фазы ВО-2 и начала ВО-3. В результате этого растительная группировка, в которой были достаточно широко представлены кустарниковые формы ив и берез, а также такие мелколиственные древесные породы, как ольха и береза, сменилась зеленомошно-разнотравным фитоценозом.

Эволюционная смена на этом этапе болотообразования, скорее всего, связана со сменой локаций в северо-западной Пацифике Охотского барического максимума в направлении с ЮВ на СЗ [44, 45], что, в свою очередь, обусловило временное перемещение границ летнего восточно-азиатского муссона с 44 до 55° с.ш. Таким образом, тихоокеанское побережье северо-восточной Евразии в течение пребореального и бореального периодов находилось в сфере воздействия теплых воздушных масс, заходящих практически до 60-й параллели [45].

Данное потепление климата ознаменовалось активизацией термокарстовых процессов на выположенных участках и солифлюкционными явлениями на примыкающих к ним делювиальных склонах. Более ярким свидетельством этому может служить наличие мелкодисперсных минеральных частиц, обнаруженных в слое торфа на глубине 340–345 см.

С учетом того, что атмосферные осадки являются более динамичным фактором, нежели температурный режим, их роль на данном этапе заболачивания территории была весьма незначительна [46].

Четвертая смена болотообразовательных процессов для данной территории длилась 800 лет. Она характеризуется формированием *древесно-кустарничково-травяного слоя торфа* с самыми высокими для данного разреза значениями деструкции фитодетрита (70 %). Глубина залегания слоя находится в интервале

310–330 см, а возрастные параметры соотносятся с датировками конца бореального (ВО-3) и первой половины начальной фазы атлантического (АТ-1) периода – 9200–8410 кал. л.н. Судя по высокой степени разложения и сроку формирования данного слоя торфа, следует признать, что гидротермический режим на всем протяжении данной стадии заболачивания соответствовал перманентному потеплению климата и увеличению увлажненности. Рассматриваемый слой (табл. 1) ориентировочно соответствует палинологической зоне 5 и началу зоны 6 (рис. 4). Отмечается стабильное проявление пирогенных факторов в кустарничково-травяных фитоценозах с участием кедрового стланика и мелколиственных древесных пород угнетенной формы.

Резкое сокращение доли пыльцы осоковых и других представителей растений влажных местообитаний наряду с широким распространением вересковых кустарничков и сфагновых мхов указывает на существенное расширение площади заболоченных территорий и формирование достаточно мощных торфяных залежей. Чаще всего трофность болотных экосистем с торфяными отложениями мощностью более 50 см смещается в сторону эвтрофно-мезотрофной стадии, а иногда, как в большинстве заболоченных лиственничников Приамурья [47], переходит в разряд типично мезотрофных болот. Значительное запаздывание показателей увлажненности климата от пиков потеплений и похолоданий в голоцене [48] подтверждается снижением температур верхних слоев торфяных залежей и их иссушением. Об этом же свидетельствуют и высокие значения степени разложения фитодетрита, сформированного в рассматриваемый период. Смена источников увлажнения (делювиальный сток и подпорные воды мочажинных замкнутых таликов) болот того времени на атмосферное питание объясняет наличие в растительном покрове представителей как древесного яруса, так и кустарничково-травяного с чрезвычайно высокой степенью возгораемости. Именно с этого времени следы природных пожаров в виде включений в торфяную залежь угольков встречаются практически постоянно.

В конце бореального периода (ВО-3) процесс иссушения территории еще больше активизировался в связи с четко обозначенным повышением температуры воздушных масс для всего южного Приохотья и Нижнего Приамурья [49]. По всей видимости, в рассматриваемый период острова архипелага еще полностью не отделились от материка, а максимальные глубины в Шантарском море едва достигали 25 м, о чем свидетельствуют изобаты морского дна участков Охотского моря на топографических географических картах\*. Именно на таких глубинах в настоящее время в тектонически стабильных районах Татарского пролива и шельфовых участках юго-западного Приохотья находится древняя береговая линия, образованная при стабилизации уровня моря к началу атлантического периода голоцена (около 8.8 тыс. кал. л.н.) [2].

*Пятый слой залежи*, на глубине 300–310 см, формировался 400 лет (8410–8005 кал. л.н.) и является классическим свидетельством эндодинамического развития болотообразовательных процессов, когда достаточно мощный слой торфяных отложений уже не позволяет корневым системам большинства сосудистых растений достигать минерального ложа болот с необходимыми запасами минеральных веществ. В результате этого из растительного состава фитоценозов постепенно выпадают травянистые виды и кустарнички, присущие эвтрофным фитоценозам, а им на смену приходят эвтрофно-мезотрофные мохообразные и сосудистые растения. Степень дисперсности (65 %) фитодетрита, сложенного остатками именно таких растений, в данном случае достаточно высока.

Продолжительность следующей сукцессионной смены растительности, представленной 10-сантиметровым *слоем низинного зеленомошно-травяного торфа* со следами пирогенных явлений (инт. 290–300 см), также порядка 400 лет (8005–7610 кал. л.н.). Максимальные для разреза значения деструкции (70 %) фитодетрита указывают на достаточно теплый климат для данной части региона. Такая палеоклиматическая обстановка для восточного побережья Евразии начала прояв-

\* *Лоция Охотского моря*. Вып. 1. Южная часть моря. 1998. СПб.: ГУНю, 390 с.

ляться на конечном отрезке начальной фазы атлантического периода (АТ-1) и в первой половине фазы среднего атлантика (АТ-2) [36]. Причину данного явления связывают с Фландрской трансгрессией, достигшей своих максимальных скоростей к середине атлантического периода. В начале указанного периода уровень моря здесь был на 15–20 м ниже современного [2, 50]. Для этого времени характерна достаточно быстрая динамика барических максимумов на территории Восточной Сибири и Дальнего Востока [45], что в свою очередь отразилось на быстрой смене основных растений-торфообразователей рассматриваемого отрезка эволюции болотообразовательных процессов в юго-западном Приохотье.

К сказанному необходимо добавить, что на потепление климата островных и материковых территорий региона в данный временной отрезок голоцена не могло не повлиять поступление значительных объемов прогретых в южных районах Приамурья водных масс р. Амур и частично Японского моря через Татарский пролив. Данную особенность подчеркивает Н.А. Хотинский [36] при построении палеоклиматической реконструкции голоцена для Дальнего Востока на рубеже конца АТ-1 – начала АТ-2. Вследствие этого, а также из-за ослабления Охотского антициклона вегетационный период на островах вновь образованного архипелага увеличился на 15–20 сут, поскольку теплые воздушные массы тропических циклонов начали проникать не только вглубь континента на 400–500 км, но и достигать южного побережья Ледовитого океана в северо-восточной части Чукотского полуострова [44, 51]. Именно с этим временным отрезком связано постепенное смещение границ проникновения широколиственных древесных пород до широт южного Приохотья [7], где в настоящее время на побережье зал. Николая отмечены рефугиумы кустарниковых дубовых рощ среди кедрового стланика.

В прогреваемом слое торфяной залежи активизируется микробиологическая деятельность, которая существенно влияет на процессы деструкции органического вещества, как вновь образуемого, так и накопленного в предыдущее время. По этой причине степень разложения фитодетрита в рассматриваемом

слое залежи и всех предыдущих имеет максимальные значения (65–70 %). Именно на данном этапе болотообразования в границах Шантарского архипелага в растительном покрове болот начинает формироваться сфагновый покров, который для материковой зоны олиготрофных сфагновых болот фиксируется уже на начальных этапах болотообразования.

*Седьмой слой торфа* мощностью 30 см (инт. 260–290 см) является показателем устойчивого перехода рассматриваемого участка в мезотрофную стадию болотообразования, при которой в растительном покрове начинают господствовать кустарничково-травяно-сфагновые фитоценозы с доминированием растений мохового яруса. Остатки растений-торфообразователей имеют меньшую степень деструкции (50 %), чем в предыдущих случаях. Временной отрезок формирования слоя составляет около 1200 лет в интервале 7610–6435 кал. л.н.

Таким образом, три последние рассмотренные выше смены болотной растительности протекали на фоне динамики палеоклиматических условий, зафиксированных в 5-й, 6 и 7-й палинологических зонах, включающих в себя финальную фазу АТ-1, полностью фазу АТ-2 и начальный отрезок фазы АТ-3 атлантического периода голоцена. Хронологически этот этап развития ландшафтов занял два с половиной тысячелетия и объединил все системные геоботанические события региона. Так, палинологические спектры (рис. 4) четко указывают на наличие рубежа, после которого в регионе на фоне расширения ареала границ кедрового стланика вновь стали появляться ельники и резко сократились участки с ерниками и вересковыми кустарниками, доминировавшими до этого. Среди пыльцы трав в обилии присутствует пыльца *Rubus chamaemorus* L., появилась *Drosera* sp., сократилась доля разнотравья. Стал более интенсивным привнос пыльцы *Abies* (до 12.4 %) и широколиственных древесных пород (*Quercus*, *Carpinus*, *Juglans*, *Phellodendron*, *Corylus*). Климат стал несколько теплее, но продолжал оставаться сухим. Доля зимних осадков оставалась преобладающей, о чем свидетельствует обилие кедрового стланика, для успешного существования которого в су-

ровых климатических условиях необходим достаточно высокий снежный покров [42].

Два следующих слоя торфа мощностью по 10 см в интервале глубин 240–260 см характеризуются наличием хорошо разложившихся остатков коры и древесины *Larix*, индикатора мезотрофных древесных болот Нижнего Приамурья. Появление лиственницы в древесном ярусе, вероятно, связано с иссушением верхнего слоя торфяных отложений, к тому времени уже достаточно мощных (120–130 см). При этом формирование нижнего из рассматриваемых слоев фитодетрита (6435–6060 кал. л.н.) осуществлялось в условиях с благоприятными ландшафтно-климатическими характеристиками и активной микробиологической обстановкой, о чем свидетельствует достаточно высокая степень деструкции (60 %) растительных остатков. В целом фитоценоз следует идентифицировать как мезотрофный древесно-кустарничково-сфагново-осоковый. Пришедший ему на смену древесно-пухоносый мезотрофный фитоценоз (6060–5685 кал. л.н.) является следствием изменения режима почвенного увлажнения в сторону его увеличения. На этот факт указывают более низкие значения (50 %) степени разложения слоя торфа на глубине 240–250 см.

Таким образом, равные по возрастным параметрам слои торфа очень четко индицируют практически разнонаправленные природные явления. На первом этапе (начальная фаза АТ-3) состав торфообразователей отвечает улучшению температурных параметров, сопровождаемому незначительным увеличением увлажненности климата. Ближе к заключительному этапу наблюдается очень резкое падение температурного градиента на фоне плавного увеличения показателей увлажненности. В пользу данного утверждения свидетельствуют палинологические спектры (рис. 4).

В целом за период «атлантического максимума» в ландшафтно-климатической обстановке рассматриваемого региона зафиксировано только два устойчивых растительных сообщества: 6-я палинологическая зона в интервале 8610–7610 кал. л.н. (за это время произошло три смены болотных фитоценозов) и 7-я – в интервале 7610–6620 кал. л.н. (один болотный фитоценоз) (рис. 4).

Десятый слой торфяной залежи расположен в интервале глубин 210–240 см. По мощности, составу растений-торфообразователей и по степени деструкции растительных остатков он является аналогом седьмого слоя. Данный период болотообразования протекал на фоне значительного похолодания климата и хронологически укладывается в границы первой фазы суббореального периода (SB-1). Из сказанного следует, что для мезотрофных кустарничково-травяно-сфагновых болотных фитоценозов одним из основных лимитирующих факторов развития служит мощность торфяной залежи и запасы депонированной в ней влаги.

В интервале глубин 200–210 см расположен одиннадцатый слой торфа с такой же степенью разложения, как и в двух предшествующих ему слоях, – 50 %. Нижняя его граница соответствует рубежу между первой и второй фазами суббореального периода, с которого вновь наступает очередной период потепления. Он сопровождается появлением ряда теплолюбивых растений, наиболее часто встречаемых в зоне темнохвойной тайги, северная граница которой возвращается к прежним широтным отметкам, где она находилась на протяжении всего «атлантического оптимума». Состав торфообразователей в данном случае остается без изменений, за исключением остатков кустарничков, что указывает на наметившуюся переувлажненность почвенного субстрата 4670–4410 кал. л.н.

Следующий, двенадцатый слой торфяной залежи мощностью 10 см (инт. 190–200 см) формировали различные виды гипновых мхов, а из травянистых достоверно идентифицирован только пухонос (*Baeothryon* sp.), эдификатор переувлажненных мочажин. Время его формирования 4410–4140 кал. л.н.

В большинстве случаев травяно-гипновые болота в классификационных схемах относятся к разряду эвтрофных (низинных) болот, находящихся на начальных стадиях болотообразовательных процессов. Подобную смену на мезотрофном болотном массиве с торфяной залежью 200 см скорее всего можно объяснить пирогенным воздействием, следы которого присутствуют в виде угольков. Несмотря на общее повышение увлажненности климата с началом суббореального периода,

в рассматриваемом регионе отдельные элементы органогенного рельефа все-таки могли подвергаться природным пожарам. Резкое похолодание в первой фазе суббореального периода для правобережной части долины р. Тундровая могло способствовать образованию положительных криогенно-органогенных форм рельефа наподобие современных. Ближе к средней фазе суббореального периода с более высокими значениями температурного фона поверхности таких элементов рельефа в летне-осенние периоды могли избыточно дренироваться и вовлекаться в зоны естественных возгораний. Увеличение концентрации зольных элементов питания в почвенном субстрате термокарстовых мочажин после пирогенных явлений обусловило формирование здесь эвтрофных фитоценозов.

*Тринадцатый слой* представлен переходным кустарничково-травяно-сфагновым торфом мощностью 20 см на глубине 170–190 см и сложен из фитодетрита со степенью разложения 45 %. Он относится к пограничной зоне между средне- и сильноразложившимся органогенными горизонтами. Судя по степени разложения и составу растений-торфообразователей, рассматриваемый слой формировался фитоценозом зарождающейся на поверхности мочажины сфагновой подушки. Со временем рыхлая подушка преобразовалась в обширную гряду, а на ее поверхности поселились мезотрофные и олиго-мезотрофные виды сфагновых мхов (*Sphagnum angustifolium* (Warnst.) С.Е.О. Jensen, *S. rubellum* Wilson, *S. balticum* (Russow) С.Е.О. Jensen) и даже вересковые кустарнички – *Myrica tomentosa*, *Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench) и др. Смены растительных сообществ, выявленные в этом слое, протекали на фоне самого теплого отрезка суббореального периода (SB-2) в интервале 4140–3620 кал. л.н.

В целом для региона, исходя из анализа палинологических данных, за временной отрезок первой (SB-1) и второй (SB-2) фаз суббореального периода существенных изменений в палеоботанической обстановке не наблюдалось. Для основной части островных низкогорных экосистем отмечено повсеместное распространение высокопродуктивных ельников, что зафиксировано в 9-й палинологической

зоне. Наличие древесных угольков в более чем половине анализируемых образцов свидетельствует о частых естественных возгораниях облесенных территорий.

*Четырнадцатый, травяно-сфагновый 30-сантиметровый слой торфа* переходного типа (инт. 140–170 см), являясь своего рода продолжением предыдущего, имеет более низкую (35 %) степень разложения растительных остатков, среди которых практически отсутствуют фрагменты кустарничков. Понижение степени деструкции органического вещества в данном случае обусловлено очередным похолоданием для всего Дальневосточного региона. На его фоне отмечено частичное иссушение торфяного почвенного субстрата, вызванное сокращением периодов и глубины оттаивания сезонной, а местами и многолетней мерзлоты.

Что же касается резкого сокращения в растительном покрове рассматриваемых болот фитомассы кустарничков, то, скорее всего, здесь наблюдается смена более габаритных видов (*Chamaedaphne calyculata*, *Ledum palustre* L., *Myrica tomentosa*) видами-сфагнофилами, такими как *Vaccinium oxycoccus*, *Rubus chamaemorus* и некоторые другие. При этом необходимо отметить, что в целом суббореальное похолодание для северо-востока Тихоокеанской окраины России, в отличие от Сибири и Европейской части страны, протекало в более сглаженной форме из-за смягчающего воздействия влажных и достаточно теплых воздушных масс, поступающих в регион [44]. Максимально низкие значения температурного фона, равно как и увлажнения, приходится на рубеж суббореального и субатлантического периодов.

*Пятнадцатый слой* (инт. 110–140 см), представленный верховым кустарничково-травяно-сфагновым торфом, сформировался 2830–2070 кал. л.н. Степень разложения (25 %) у него ниже, чем у предыдущего, в то время как мощность составляет те же 30 см. Слагают слой преимущественно слабо-разложившиеся остатки олиготрофных видов сфагновых мхов (*Sphagnum fuscum* (Schimp.) H.Klinggr, *S. rubellum*), к которым иногда добавляются слабо разложившиеся остатки *Carex* sp., *Baeothryon* sp., а также *Vaccinium oxycoccus* и *Rubus chamaemorus*. Низкая степень дисперсно-

сти фитодетрита свидетельствует о холодном и относительно сухом климате, при котором сфагновые мхи (основные торфообразователи) в состоянии поглощать исключительно конденсированную в приповерхностном слое влагу, недоступную для корневых систем большинства сосудистых растений.

Изложенное выше указывает на то, что рассматриваемый слой торфяной залежи хронологически соответствует начальной фазе субатлантического периода (SA-1), на протяжении которого параметры влажности приближались к современным или были несколько выше, а температурные значения значительно уступали сегодняшним [49].

Ряд исследователей, пытаясь выявить сущность и природу динамики палеоклиматических событий голоцена путем изучения магнитных свойств ультрадисперсных частиц космического происхождения, депонированных в различных слоях торфяных залежей, указывают на тесную связь между изменениями климата и экскурсом магнитных полюсов планеты [52]. Они соотносят так называемое субатлантическое похолодание с установленной записью экскурса геомагнитного поля «Этруссия» в период 2800–1500 лет назад.

В целом растительный покров о. Большой Шантар в интервале 2830–2070 кал. л.н. характеризуется сокращением доли еловых лесов в пользу низкостебельных мелколиственных березовых. При этом под воздействием криогенных факторов на выположенных заболоченных поверхностях с перенасыщенными влагой торфяными отложениями в указанный период начали дифференцироваться комплексные бугристые болота. Их остатки сегодня широко представлены на обширных заболоченных территориях Нижнего Приамурья и южного Приохотья.

*Шестнадцатый слой торфяного разреза* (инт. 50–110 см), мощностью 60 см, вновь представлен переходным кустарничково-травяно-сфагновым торфом со степенью разложения растительных остатков 30 %. Продолжительность данной стадии торфообразования составляет порядка 1430 лет – с конца SA-1 (2070 кал. л.н.) вплоть до 640 кал. л.н. Таким образом, основной по продолжительности процесс болотообразования, предшествующий со-

временной стадии торфонакопления, протекал при климатической ритмике средней фазы субатлантического периода (SA-2). Судя по составу основных растений-торфообразователей и степени их деструкции, аналогичные стадии эволюции в данной конкретной точке наблюдались и ранее не менее трех раз. Однако если в атлантическом периоде сукцессия развивалась на фоне высоких температурных значений, то две другие, получившие развитие в сырые периоды SB-1 и SB-2, функционировали при различных температурных режимах в условиях продолжающихся проявлений термокаста. Это указывает на существенную пластичность формируемых в эти периоды болотных фитоценозов при наличии мощной торфяной залежи (более 2 м).

В целом развитие ландшафта и процесс торфообразования на данной стадии развития рассматриваемой болотной экосистемы протекали в интервале малого оптимума на фоне широкого развития в регионе высокобонитетных еловых лесов. При этом начальная и конечная фазы сопровождалась повсеместным распространением здесь березняков с сопутствующими им разного рода психрофитами или даже психроксеромезофитами на иссушенных положительных органокриогенных формах микро- и мезорельефа.

*Приповерхностный семнадцатый травяно-сфагновый слой торфа* (мощность 50 см) слабой (5 %) степени разложения начал свое развитие 640 кал. л.н. и формировался в достаточно близких к современным природно-климатических условиях на протяжении последней фазы субатлантического периода (SA-3). В качестве основных торфообразователей здесь выступают сфагновые мхи (45–90 %), преимущественно олиготрофные и олиго-мезотрофные гидро-гигрофиты: *S. balticum*, *S. lindbergii* Schimp., *S. jensenii*, *S. flexuosum*, реже *S. riparium*. Доля участия перечисленных видов в составе торфообразователей варьирует от 15 до 40 %. Степень участия травянистых в сложении фитодетрита рассматриваемого слоя уступает остаткам сфагновых мхов и не превышает 30 %. Среди сосудистых преобладают остатки осок *Carex middendorffii* F.Schmidt, *C. globularis* L., а также *C. rotundata* Wahlend. Еще реже (10–15 %) отмечается наличие коры и древесины кустарничков *Empetrum* sp., *Le-*



*dum palustre*, *Vaccinium oxycoccos*. Единично встречались остатки таких растений, как *Drosera* sp., *Pedicularis* sp., *Rubus chamaemorus*. Основные из перечисленных видов растений широко представлены в современном шикшево-осоково-сфагновом фитоценозе.

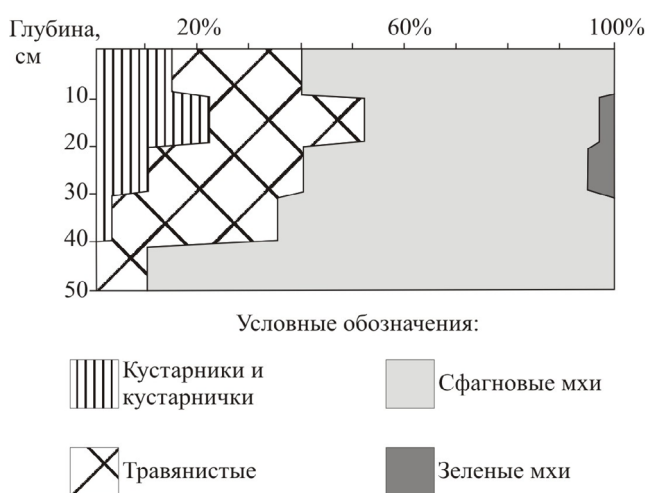
В типологическом плане современный растительный покров здесь практически соответствует видовому и фракционному составу рассматриваемого слоя торфа (рис. 5). Известно, что сфагновые мхи выступают в качестве биоиндикаторов экологических условий болотных фитоценозов [53, 54].

Изменение видового состава растений-торфообразователей (сфагновые мхи различных секций), участвующих в формировании 10-сантиметровых прослоек приповерхностного слоя торфа мощностью 50 см, указывает на краткосрочную динамику экологической обстановки на характеризуемом участке (табл. 2).

Следует отметить, что на начальной стадии торфообразования слоя в интервале глубин 40–50 см палеоклиматические условия на территории исследований были еще достаточно теплые и относительно влажные, что отражается на списочном составе (7 видов из 9 выявленных) мхов-торфообразователей, поселяющихся преимущественно на сфагновых сплавинах и в переувлажненных мочажинах тундровых болот. При этом суммарная доля участия мхов в этом слое достигает 85 %.

Следующий 10-сантиметровый прослой (30–40 см) существенно уступает предыдущему по составу (4 вида вместо 7) и по доле участия (не более 55 %) в сложении залежи. В нем наблюдается замена сугубо гидрофильных видов мхов на виды (*S. angustifolium* и др.), преобладающие на положительных формах микрорельефа мезотрофных или окраинах олиготрофных болот. Данный факт указывает на более суровые палеоклиматические условия (уменьшение влажности воздуха и понижение температуры на 1.0–1.5 °C).

В вышележащем 10-сантиметровом прослое представлены четыре вида мхов (табл. 2)



**Рис. 5.** Степень участия групп растений-торфообразователей (в %) в формировании верхнего слоя торфа мощностью 50 см.  
**Fig. 5.** Share of the peat-forming plants groups (in %) in the formation of the upper peat layer with thickness to 50 cm.

**Таблица 2.** Список сфагновых мхов и доля их участия (в %) в формировании верхнего слоя залежи  
**Table 2.** The list of Sphagnum species and their share (in %) in the formation of the upper layer of the deposit

Вид мхов <i>Sphagnum</i>	Глубина залежи, см				
	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50
<i>S. angustifolium</i>	–	–	5	25	–
<i>S. balticum</i>	40	15	5	+	10
<i>S. fimbriatum</i>	–	–	–	–	10
<i>S. flexuosum</i>	20	–	–	13	–
<i>S. jensenii</i>	25	–	20	–	15
<i>S. lindbergii</i>	+	+	20	–	15
<i>S. riparium</i>	–	5	–	14	20
<i>S. rubellum</i>	–	–	–	–	5
<i>S. warnstorffii</i>	–	–	–	–	10

Примечание. + – присутствие незначительного количества остатков вида сфагнового мха.  
 Прочерк – не выявлено.

с долей участия, не превышающей 50 %. В нем отмечено значительное количество остатков таких мхов, как *S. jensenii* и *S. lindbergii*, типичных представителей североамериканских, североевропейских, сибирских и камчатских болот аапа-типа, формирующихся на регрессивных торфяных комплексах криолитозоны в периоды потеплений [30]. Развитие регрессивных процессов на территориях с многолетней мерзлотой обычно сопряжено с термокарстом из-за потепления климата.

Прослой с отметками глубин 10–20 см сформирован остатками преимущественно травянистых растений, а доля сфагнового фитодетрита едва превышает 20 % (*S. balticum* не более 15 %, слабо разложившиеся остатки *S. riparium* около 5 %). При этом оба вида обычно не формируют сплошной моховой покров на арктобореальных болотах, экологический режим которых не является стабильным. Кроме того, сфагнум береговой (*S. riparium*) обычно формирует сплавины по берегам слабопроточных болотных водотоков и в мочажинах комплексных ВБУ в границах бореальных лесов северного полушария, а *S. lindbergii*, гидрофильный вид, содержание остатков которого в данном слое низкое, обладает значительной широтной амплитудой от Соловецкого архипелага на северо-западе Евразийского континента до о. Хоккайдо [15]. Таким образом, сведения об экологии трех из перечисленных видов мха и их географическом распространении позволяют утверждать, что рассматриваемый 10-сантиметровый слой торфяной залежи формировался на стадии развития мочажины при более теплом и влажном климате, нежели предыдущий прослой торфа.

Приповерхностная часть разреза мощностью 10 см, так же как и самая нижняя (40–50 см), практически полностью (более 85 %) состоит из сфагнового детрита. При этом на долю олиготрофного *S. balticum* приходится до 40 % слабо разложившейся фитомассы мхов, а на долю мезоолиготрофных – *S. jensenii* и *S. flexuosum* – чуть более 40 %. Кроме того, в пробах торфа единично отмечаются фрагменты *S. lindbergii*. Таким образом, с учетом экологических особенностей остатков гидрофильных видов мхов, преобладающих в сложении приповерхностной части торфяно-

го разреза, следует признать, что современная поверхность исследуемого болотного массива продолжает испытывать переувлажнение, связанное прежде всего с термокарстовыми процессами, а не с поступлением атмосферных осадков в короткий (июнь–август) вегетационный период.

Необходимо отметить, что второй и третий снизу 10-сантиметровые прослой формировались во временном интервале с 500 л.н. до 215 л.н., когда в регионе проявлялись сравнительно сухие и более прохладные (на 2.0–2.5 °С) условия, чем в настоящий период [55]. В северном полушарии данный хронологический интервал относится к малому ледниковому периоду, в течение которого температурный градиент практически повсеместно в большей или меньшей степени понижался [56]. При этом на протяжении последних двух столетий природно-климатическая обстановка в регионе приблизилась к современному состоянию.

## Заключение

1. Заболачивание уплощенного водораздела в верховьях р. Тундровая началось в конце позднего дриаса – пребореале в условиях более низких температур по сравнению с современными и при незначительном увлажнении. Большую роль в формировании очагов первичного заболачивания сыграли термокарстовые явления.

2. В развитии водно-болотных экосистем выделено 17 этапов, связанных с динамикой изменения палеоклимата в голоцене. Длительность этапов колеблется от 260 до 2130 лет, их смена контролируется не только изменением гидротермических характеристик, но и особенностями протекания криогенных процессов. Островная специфика проявляется в более позднем, чем на материке, образовании покрова из сфагновых мхов.

3. Краткосрочная динамика экологической обстановки за последние 675 кал. л.н., связанная с изменением водно-температурного режима, а также развитием термокарстовых процессов, выявлена благодаря крайне слабой деструкции растительных остатков. Экосистема полностью приблизилась к современному состоянию на протяжении последних двух столетий.

4. На современном этапе развития олиготрофного болота его рельеф формируется при активном влиянии криогенных процессов. Свидетельствами регрессивных явлений служат криогенно-органогенные бугры-останцы, приуроченные к центральным возвышенным участкам заболоченных водоразделов, а также уникальные для Дальнего Востока грядово-мочажинные комплексы аапа-типа.

5. На начальном этапе заболачивания в окружении болотного массива были развиты ерниковые заросли, древесные породы появились в начале голоцена, темнохвойные леса стали распространяться с середины атлантического периода, достигнув максимального развития в середине суббореального и в субатлантическом периоде.

Представленные выводы позволяют утверждать, что активные процессы аккумуляции органики начали проявляться прежде всего в неглубоких термокарстовых понижениях с оптимальными тепловыми режимами для вегетации гидро- и гигрофитов на заболачивающихся участках плейстоценовых террас осадочного происхождения криолитозоны юго-западного Приохотья (реликты плейстоценовых оледенений). По мере дальнейших этапов потепления климата в голоцене локальные очаги заболачивания на выположенных слабодренированных поверхностях стали интенсивно прирастать, сливаясь с соседними и тем самым формируя обширные торфяные болота. С учетом того, что в бореальный период влажность климата была достаточно низкой, их экспансия на сопредельные суходолы осуществлялась главным образом за счет более активного термокарста и высвобождения дополнительной влаги из замороженных грунтов.

Дальнейшая активизация процессов болотообразования в регионе сопряжена с увеличением влажности климата в атлантическом периоде голоцена. К этому времени трансгрессия моря здесь полностью завершилась, а острова Шантарского архипелага приняли современные очертания, стал относительно стабильным базис эрозии речной системы. Необходимо отметить, что ботанический, диатомовый и палинологический анализы торфяных отложений второй половины голоцена

указывают здесь на периодические смены потеплений незначительными похолоданиями климата, так же как и на остальной территории восточной Евразии. Так, в частности на фоне общего потепления климата на планете в рассматриваемом регионе отмечены и холодные события в интервалах 4800–4600, 2800–2600, 1650–1450, 650–450 л.н. При этом в диапазоне 3300–2500 лет на отдельных, наиболее увлажненных участках грядово-мочажинных болот Нижнего Приамурья и южного Приохотья были сформированы бугристые торфяники. Последний из отмеченных периодов 650–450 л.н. в европейских хрониках упоминается как малый ледниковый период.

### Список литературы

1. Ганешин В.Г. 1956. Происхождение Шантарских островов. *Природа*, 4: 91–93.
2. Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С. и др. 1997. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене – голоцене. *Вестник ДВО РАН*, 3: 121–143. EDN: SXQAFR
3. Янченко Е.А. 2019. *Отклик радиоларий на глобальные орбитальные и тысячелетние изменения климата и среды Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене*: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, Тихокеан. океанол. ин-т им. В.И. Ильичева ДВО РАН.
4. Романовский Н.Н. 1993. *Основы криогенеза литосферы* / под ред О.М. Лисицыной. М.: Изд-во МГУ, 336 с.
5. Сочава В.Б. 1961. Вопросы классификации растительности, типологии физико-географических фаций и биогеоценозов. В кн.: *Вопросы классификации растительности*. Свердловск: Уральский фил. АН СССР, с. 5–22.
6. Хотинский Н.А. 1977. *Голоцен Северной Евразии*. М.: Наука, 192 с.
7. Нейштадт М.И. 1957. *История лесов и палеогеография СССР в голоцене*. М.: Наука, 404 с.
8. Колесников Б.П. 1961. Растительность. В кн.: *Дальний Восток: физико-географическая характеристика*. М.: Наука, с. 183–298.
9. Прозоров Ю.С. 1974. *Болота нижнеамурских низменностей*. Новосибирск: Наука, 211 с.
10. Савченко И.Ф., Сохина Э.Н. 1973. К истории развития Холанского торфяника. В кн.: *Вопросы эволюции ландшафтов юга Дальнего Востока*, сб. 12. Хабаровск, с. 232–237.
11. Чаков В.В. 2009. *Ресурсы верховых болот нижнего Приамурья и перспективы их освоения*. Хабаровск: ДВО РАН, 172 с.

12. Климин М.А., Базарова В.Б., Мохова Л.М., Кузьмин Я.В., Орлова Л.А. **2005**. Стратиграфия и хронология озерно-болотных отложений Гурского торфяного месторождения (Нижнее Приамурье, Россия). В кн.: *Доклады международного APN-START симпозиума по изучению глобальных изменений в Северо-Восточной Азии, Владивосток, 7–8 октября 2002 г.* Владивосток: Дальнаука, с. 46–57.
13. Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. **2009**. Субфоссильные спорово-пыльцевые комплексы Сахалина и прилегающих территорий. Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 162 с.
14. Ляцевская М.С., Климин М.А., Базарова В.Б. **2023**. Развитие природной среды Среднеамурской низменности в конце позднего плейстоцена – начале раннего голоцена. В кн.: *Геосистемы Северо-Восточной Азии: природные, природноресурсные и социально-экономические структуры.* Владивосток: ТИГ ДВО РАН, с. 347–353.
15. Остроухов А.В., Чаков В.В., Купцова В.А. **2018**. Применение данных аэрофотосъемки с БПЛА DJI Phantom 4 для высокодетального ландшафтного картирования болотных геосистем (на примере болота Аргулад, о-в Большой Шантар). В кн.: *Применение беспилотных летательных аппаратов в географических исследованиях: Материалы Всерос. науч.-практ. конф., 22–23 мая 2018, Иркутск.* Иркутск: Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, с. 89–93.
16. Корчагин А.А. и др. (ред.) **1964**. *Полевая геоботаника.* М.; Л.: Изд-во Академии наук СССР, 530 с.
17. Игнатов М.С., Игнатова Е.А. **2003**. *Флора мхов средней части европейской России.* Т. 1. *Sphagnaceae – Hedwigiaceae.* М.: КМК, 608 с.
18. Куликова Г.Г. **1974**. *Краткое пособие к ботаническому анализу торфа.* М.: Изд-во Моск. ун-та, 94 с.
19. Кац Н.Я., Кац С.В., Скобеева Н.И. **1977**. *Атлас растительных остатков в торфах.* М.: Недра, 371 с.
20. Покровская И.М. (ред.) **1966**. *Палеопалинология.* Т. 1. *Методика палеопалинологических исследований и морфология некоторых ископаемых спор, пыльцы и других растительных микрофоссилий.* Л.: Недра, 372 с. (Труды ВСЕГЕИ; вып. 141).
21. Vlaauw M., Christen J.A. **2011**. Flexible paleoclimate age-depth models using an 601 autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6(3): 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
22. Петров Е.С., Новороцкий П.В., Леншин В.Т. **2000**. *Климат Хабаровского края и Еврейской автономной области.* Хабаровск: Дальнаука, 173 с.
23. Миддендорф А.Ф. **1867**. *Путешествие на Север и Восток Сибири: Север и Восток Сибири в естественно-историческом отношении. Растительность Сибири.* СПб.: Тип. Императорской Академии наук, ч. 1, вып. 4, отд. 4, с. 491–758.
24. Нечаев А.П. Шантарские острова. **1955**. В сб.: *Вопросы географии Дальнего Востока*, 2. Хабаровск: Хабаров. кн. изд.-во, с. 18–35.
25. Шлотгауэр С.Д., Крюкова М.В. **2005**. *Флора охраняемых территорий побережий российского Дальнего Востока: Ботчинский, Джугдзурский заповедники, Шантарский заказник.* М.: Наука, 264 с.
26. Купцова В.А. **2019**. Растительный покров водно-болотных угодий береговой полосы оз. Большое (о. Большой Шантар, Национальный парк «Шантарские острова»). В кн.: *X Галкинские чтения: Материалы конф., 4–6 февраля 2019, Санкт-Петербург.* СПб.: Санкт-Петербург. гос. электротехн. ун-т (ЛЭТИ им. В.И. Ульянова (Ленина)), с. 108–110.
27. Бутов И.В. **2016**. Сосудистые растения супралиторали островов Малой Курильской гряды. *Вестник КрасГАУ*, 4: 40–45.
28. Сергиенко Л.А. **2008**. *Флора и растительность побережий Российской Арктики и сопредельных территорий.* Петрозаводск: Изд-во ПетрГУ, 225 с.
29. Чаков В.В., Купцова В.А., Климин М.А., Остроухов А.В., Ивченко Т.Г., Бакалин В.А., Скирина И.Ф. **2017**. Водно-болотные угодья Шантарского архипелага как индикатор изменения природно-климатических условий Западной Пацифики. В кн.: *Морские и прибрежные особо охраняемые природные территории – достояние России: Сб. докладов XI Междунар. конф. по географии и картографированию океана.* СПб.: ИПК «Прикладная экология»; Комиссия географии океана Санкт-Петербург. гор. отд. РГО, с. 249–259.
30. Боч М.С. **1983**. Северо-Камчатская провинция апабугристых болот. В кн.: *Труды 7-го съезда Всесоюзного Ботанического общества.* Донецк, с. 129–130.
31. Kutenkov S., Chakov V., Kuptsova V. **2022**. Topology, vegetation and stratigraphy of Far Eastern aapa mires (Khabarovsk Region, Russia). *Land*, 11(1): 96. <https://doi.org/10.3390/land11010096>
32. Шлотгауэр С.Д., Крюкова М.В. **2012**. Растительный покров Шантарских островов. *География и природные ресурсы*, 3: 110–114. EDN: PCVYMP
33. Чаков В.В., Купцова В.А. **2015**. Особенности формирования и размещения сфагновых мхов на олиготрофных болотных массивах материкового побережья Татарского пролива. *Вестник ДВО РАН*, 2(180): 16–24. EDN: TTYLFL
34. Сергиенко В.Г. **2015**. Динамика границ лесорастительных зон России в условиях изменений климата. *Труды Санкт-Петербург. НИИ лесного хозяйства*, 1: 5–19. EDN: TKVBZN
35. Новенко Е.Ю. **2020**. Ландшафтно-климатические изменения в лесной зоне Центральной и Восточной Европы в голоцене: ретроспективный анализ и сценарии эволюции природной среды. *Экосистемы: экология и динамика*, 4(4): 57–80. <https://doi.org/10.24411/2542-2006-2020-10074>

36. Хотинский Н.А. **1989**. Дискуссионные проблемы реконструкции и корреляции палеоклиматов голоцена. В кн.: *Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена*. М.: Наука, с. 12–17.
37. Nesje A., Dahl S.O., Bakke J. **2004**. Were abrupt Lateglacial and early-Holocene climatic changes in north-west Europe linked to freshwater outbursts to the North Atlantic and Arctic Oceans? *The Holocene*, 14(2): 299–310. <https://doi.org/10.1191/0959683604hl7>
38. McNeall D., Halloran P.R., Good P., Betts R.P. **2011**. Analyzing abrupt and nonlinear climate changes and their impacts. *Wires climate change*, 2(5): 663–686. <https://doi.org/10.1002/wcc.130>
39. Попов А.И. **1967**. Мерзлотные явления в земной коре (Криолитология). М.: Изд-во Моск. ун-та, 304 с.
40. Хименков А.Н. **2019**. Парагенезы в криолитозоне. *Арктика и Антарктика*, 1: 15–52. EDN: XGPLGO; doi:10.7256/2453-8922.2019.1.29119
41. Важенина Л.Н., Ложкин А.В. **2013**. Нижнеголоценовые торфяники северо-востока Сибири. *Известия АН, Серия географическая*, 5: 74–84. EDN: RFXCKH
42. Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Ганзей Л.А., Чаков В.В., Климин М.А., Мохова Л.М., Захарченко Е.Н. **2021**. Стратиграфия водораздельного торфяника и развитие природной среды острова Большой Шантар в позднеледниковье–голоцене. *Тихоокеанская геология*, 40(3): 85–102. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2021-40-3-85-102>; EDN: BZEWUK
43. Razjigaeva N., Ganzey L., Grebennikova T., Ponomarev V., Mokhova L., Chakov V., Klimin M. **2022**. Bioaerosols as evidence of atmospheric circulation anomalies over the Okhotsk Sea and Shantar Islands in the Late Glacial–Holocene. *Climate*, 10(2): 24. <https://doi.org/10.3390/cli10020024>
44. Хотинский Н.А. **1977**. Голоцен Северной Евразии. Опыт трансконтинентальной корреляции этапов развития растительности и климата. М.: Наука, 198 с.
45. Базарова В.Б., Климин М.А., Копотева Т.А. **2018**. Голоценовая динамика восточноазиатского муссона в Нижнем Приамурье. *География и природные ресурсы*, 3: 124–133. EDN: XYUIEH; DOI:10.21782/GIPR0206-1619-2018-3(124-133)
46. Ferguson C.W. **1968**. Bristlecone pine: science and esthetics: a 7100-year tree-ring chronology aids scientists; old trees draw visitors to California mountains. *Science*, 159(3817): 839–846. <https://doi.org/10.1126/science.159.3817.839>
47. Прозоров Ю.С. **1961**. Болота маревого ландшафта Средне-Амурской низменности. М.: Изд-во АН СССР, 123 с.
48. Поморцев О.А., Кашкаров Е.П., Ловелиус Н.В. **2015**. Биоклиматическая хронология голоцена: реконструкция и прогноз. *Вестник СВФУ*, 3(47): 100–115. EDN: VKPQNJ
49. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Чаков В.В., Копотева Т.А., Климин М.А., Симонова Г.В. **2023**. Проявление глобальных похолоданий позднего голоцена на морском побережье юга ДВ России. *Геоморфология и палеогеография*, 54(1): 112–130. EDN: GQNMTF
50. Марков Ю.Д. **1983**. Южноприморский шельф Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 128 с.
51. Каплина Т.Н., Ложкин А.В. **1982**. История развития растительности приморских низменностей Якутии в голоцене. В кн.: *Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене*. М.: Наука, с. 207–218.
52. Песков А.Ю., Крутикова В.О., Захарченко Е.Н., Чаков В.В., Климин М.А., Каретников А.С., Диденко А.Н. **2020**. Геохимия и магнетизм торфяников междуречья рек Хор и Кия, Сихотэ-Алинь (предварительные данные). *Тихоокеанская геология*, 39(2): 79–89. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2020-39-2-79-89>; EDN: ZEIVBI
53. Бабешина Л.Г., Зверев А.А. **2010**. Оценка условий местообитаний сфагновых мхов Западно-Сибирской равнины: фактор трофности. *Вестник Томского гос. университета*, 338: 188–194. EDN: NBVGOT
54. Бабешина Л.Г., Зверев А.А. **2010**. Оценка условий местообитаний сфагновых мхов Западно-Сибирской равнины: фактор увлажнения. *Вестник Томского гос. университета*, 331: 185–191. EDN: NBILJH
55. Wanner H., Ritz S. A web-based Holocene Climate Atlas (HOCLAT). URL: [https://www.oeschger.unibe.ch/research/projects\\_and\\_databases/web\\_based\\_holocene\\_climate\\_atlas\\_hoclat/e230763/e230764/hoclat\\_eng.pdf](https://www.oeschger.unibe.ch/research/projects_and_databases/web_based_holocene_climate_atlas_hoclat/e230763/e230764/hoclat_eng.pdf) (accessed 31.10.2023).
56. Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S.P., Jetel M. **2011**. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, 30(21–22): 3109–3123. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.010>

## References

- Ganeshin V.G. **1956**. [Origin of the Shantar Islands]. *Priroda = Nature*, 4: 91–93. (In Russ.).
- Korotkii A.M., Grebennikova T.A., Pushkar V.S., Razjigaeva N.G., Volkov V.G., Ganzey L.A., Mokhova L.M., Bazarova V.B., Makarova T.R. **1997**. Climatic changes in the southern Russian Far East during Late Pleistocene – Holocene. *Vestnik DVO RAN = Vestnik of the FEB RAS*, 3: 121–143. (In Russ.). EDN: SXQAFR
- Yanchenko E.A. **2019**. [Response of radiolarians to global orbital and millennial changes in climate and environment of the Sea of Okhotsk in the Late Pleistocene and Holocene]: extended abstr. of diss. ... Cand. Sci. (Geol. and Mineral.). Vladivostok, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS. (In Russ.).
- Romanovsky N.N. **1993**. [Fundamentals of cryogenesis of the lithosphere]. Moscow: Moscow State Univ. Publ. House, 336 p. (In Russ.).

5. Sochava V.B. **1961**. [Problems of classification of vegetation, typology of physiographic facies and biogeocenoses]. In: [*Vegetation classification issues*]. Sverdlovsk: Ural Branch of the Academy of Sciences of the USSR, p. 5–22. (In Russ.).
6. Khotinsky N.A. **1977**. [*Holocene of Northern Eurasia*]. Moscow: Nauka, 192 p. (In Russ.).
7. Neishtadt M.I. **1957**. [*History of forests and paleogeography of the USSR in the Holocene*]. Moscow: Nauka, 404 p. (In Russ.).
8. Kolesnikov B.P. **1961**. [Vegetation]. In: *Far East: physical and geographical characteristics*. Moscow: Nauka, p. 183–298. (In Russ.).
9. Prozorov Yu.S. **1974**. [*Bogs of the Lower Amur lowlands*]. Novosibirsk: Nauka, 211 p. (In Russ.).
10. Savchenko I.F., Sokhina E.N. **1973**. [About the history of development of Kholansky peatbog]. In: *Voprosy evolyucii landshaftov yuga Dal'nego Vostoka = [The questions of landscape evolution of the South Far East]*, vol. 12. Khabarovsk, p. 232–237. (In Russ.).
11. Chakov V.V. **2009**. [*Resources of raised bogs of the Lower Amur region and prospects for their development*]. Khabarovsk: DVO RAN, 172 p. (In Russ.).
12. Klimin M.A., Bazarova V.B., Mokhova L.M., Kuzmin Ya.V., Orlova L.A. **2005**. [Stratigraphy and chronology of lacustrine-mire deposits of the Gursky peat deposit (Lower Amur region, Russia)]. In: [*The reports of the International APN-START symposium on study of global changes in the North-Eastern Asia, Vladivostok, October 7–8, 2002*]. Vladivostok: Dal'nauka, p. 46–57. (In Russ.).
13. Mikishin Yu.A., Gvozdeva I.G. **2009**. [*Subfossil spore-pollen complexes of Sakhalin and adjacent areas*]. Vladivostok: Izd-vo Dal'nevost. universiteta, 162 p. (In Russ.).
14. Lyashchevskaya M.S., Klimin M.A., Bazarova V.B. **2023**. [Development of the natural environment of the Middle Amur lowland at the end of the Late Pleistocene – the beginning of the early Holocene]. In: *Geosystems of Northeast Asia: natural, natural resource and socio-economic structures*. Vladivostok: TIG DVO RAN = PGI FEB RAS, p. 347–353. (In Russ.).
15. Ostroukhov A.V., Chakov V.V., Kuptsova V.A. **2018**. Application of aerial photography with UAV DJI Phantom 4 for detailed landscape mapping marsh geosystems (for example swamps Argulad, Bolshoy Shantar Island). In: [*The use of unmanned aerial vehicles in geographical research: Materials of the All-Russian Scientific and Practical Conference*], May 22–23, 2018, Irkutsk. Irkutsk: V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, p. 89–93. (In Russ.).
16. Korchagin A.A. et al. (eds) **1964**. [*Field geobotany*]. Moscow; Leningrad: Publ. House of the Academy of Sciences of the USSR, 530 p. (In Russ.).
17. Ignatov M.S., Ignatova E.A. **2003**. *Moss flora of the Middle European Russia*. Vol. 1. *Sphagnaceae – Hedwigiaceae*. Moscow: KMK Scientific Press, 608 p. (In Russ.).
18. Kulikova G.G. **1974**. [*Brief guide to the botanical analysis of peat*]. Moscow: Publ. House of Moscow University, 94 p. (In Russ.).
19. Kats N.Ya., Kats S.V., Skobeeva N.I. **1977**. [*Atlas of plant remains in peat*]. Moscow: Nedra, 371 p. (In Russ.).
20. Pokrovskaya I. M. (ed.) **1966**. [*Paleopalynology*. Vol. 1. *Methods of paleopalynological research and morphology of some fossil spores, pollen and other plant microfossils*]. Leningrad: Nedra, 372 p. (In Russ.).
21. Blaauw M., Christen J.A. **2011**. Flexible paleoclimate age-depth models using an 601 autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6(3): 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
22. Petrov E.S., Novorotsky P.V., Lenshin V.T. **2000**. [*Climate of the Khabarovsk Region and the Jewish Autonomous Region*]. Khabarovsk: Dalnauka, 173 p. (In Russ.).
23. Middendorf A.F. **1867**. *Travel to the north and east Siberia. North and East Siberia in natural-historical terms. Vegetation of Siberia*. St. Petersburg: Printing House of the Imperial Academy of Sciences, 1(4): 491–758. (In Russ.).
24. Nechaev A.P. **1955**. Shantar Islands. In: [*Questions of geography of the Far East*]. Khabarovsk: Khabarov. knizhn. izd-vo, 2: 18–35. (In Russ.).
25. Schlotgauer S.D., Kryukova M.V. **2005**. *Flora of protected areas of the coasts of the Russian Far East: Botchinsky, Dzhugdzhursky nature reserves, Shantar-sky reserve*. Moscow: Nauka, 264 p. (In Russ.).
26. Kuptsova V.A. **2019**. Vegetation cover of wetlands of the shoreline of Lake Bolshoe (Bolshoy Shantar Island, Shantar Islands National Park). In: *X Galkin Readings: Conf. Proceedings, February 4–6, 2019, St. Petersburg*. St. Petersburg: St. Petersburg State Electrotechnical University (LETI named after. V.I. Ulyanov (Lenin)), p. 108–110. (In Russ.).
27. Butov I.V. **2016**. The supralittoral vascular plants of islands of the Lesser Kuril Ridge. *Vestnik KrasGAU*, 4: 40–45. (In Russ.). EDN: VTFHKR
28. Sergienko L.A. **2008**. *Flora and vegetation of the coasts of the Russian Arctic and adjacent territories*. Petrozavodsk: Izd-vo PetrGU, 225 p. (In Russ.).
29. Chakov V.V., Kuptsova V.A., Klimin M.A., Ostroukhov A.V., Ivchenko T.G., Bakalin V.A., Skirina I.F. **2017**. Wetlands of the Shantar Archipelago as an indicator of changes in the natural and climatic conditions of the Western Pacific. In: *Marine and coastal specially protected natural areas - the property of Russia: Conf. proceedings of the XI Intern. Conf. on Ocean Geography and Mapping*. St. Petersburg: IPK “Applied Ecology”; Commission of Ocean Geography of the St. Petersburg Branch of the Russian Geographical Society, p. 249–259. (In Russ.).

30. Boch M.S. **1983**. [North Kamchatka province of aapa-hummocky mires]. In: *Proceedings of the 7th Congress of the All-Union Botanical Society*. Donetsk, p. 129–130. (In Russ.).
31. Kutenkov S., Chakov V., Kuptsova V. **2022**. Topology, vegetation and stratigraphy of Far Eastern aapa mires (Khabarovsk Region, Russia). *Land*, 11(1): 96. <https://doi.org/10.3390/land11010096>
32. Schlotgauer S.D., Kryukova M.V. **2012**. Vegetation cover of the Shantar Islands. *Geography and Natural Resources*, 33(3): 237–241. <https://doi.org/10.1134/s1875372812030092>
33. Chakov V.V., Kuptsova V.A. **2015**. Specifics of forming and distribution of sphagnum species on oligotrophic peatlands of mainland coast of the Tatar Strait. *Vestnik DVO RAN = Vestnik of the FEB RAS*, 2(180): 16–24. (In Russ.). EDN: TTYLFL
34. Sergienko V.G. **2015**. The dynamics of the boundaries of forest vegetation zones in Russia under climate change. In: *Proceedings of the Saint Petersburg Forestry Research Institute*, 1: 5–19. (In Russ.). EDN: TKVBZN
35. Novenko E.Yu. **2020**. Dynamics of landscapes and climate in central and eastern Europe in the Holocene: paleographic aspects for forecasting of possible environmental changes. *Ecosystems: ecology and dynamics*, 4(4): 57–80. (In Russ.). <https://doi.org/10.24411/2542-2006-2020-10074>
36. Khotinsky N.A. **1989**. Controversial problems of reconstruction and correlation of Holocene paleoclimates. In: *Paleoclimates of the Late Glacial and Holocene*. Moscow: Nauka, p. 12–17. (In Russ.).
37. Nesje A., Dahl S.O., Bakke J. **2004**. Were abrupt Late-glacial and early-Holocene climatic changes in north-west Europe linked to freshwater outbursts to the North Atlantic and Arctic Oceans? *The Holocene*, 14(2): 299–310. <https://doi.org/10.1191/0959683604hl7>
38. McNeall D., Halloran P.R., Good P., Betts R.P. **2011**. Analyzing abrupt and nonlinear climate changes and their impacts. *Wires climate change*, 2(5): 663–686. <https://doi.org/10.1002/wcc.130>
39. Popov A.I. **1967**. [*Permafrost phenomena in the Earth's crust (Cryolithology)*]. Moscow: Publ. House of Moscow University, 304 p. (In Russ.).
40. Khimenkov A.N. **2019**. Parageneses in the permafrost zone. *Arctic and Antarctic*, 1: 15–52. EDN: XGPLGO; doi:10.7256/2453-8922.2019.1.29119; URL: [https://nbpublish.com/library\\_read\\_article.php?id=29119](https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=29119) (In Russ.).
41. Vazhenina L.N., Lozhkin A.V. **2013**. Early holocene peatlands of north-East of Siberia. *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya Geograficheskaya*, 5: 74–84. (In Russ.). EDN: RFXCKH
42. Razjigaeva N.G., Grebennikova T.A., Ganzei L.A., Chakov V.V., Klimin M.A., Mokhova L.M., Zakharchenko E.N. **2021**. The stratigraphy of the blanket peatland and the development of environments on Bolshoi Shantar Island in the Late Glacial – Holocene. *Russian Journal of Pacific Geology*, 15(3): 252–267. <https://doi.org/10.1134/s1819714021030064>
43. Razjigaeva N., Ganzey L., Grebennikova T., Ponomarev V., Mokhova L., Chakov V., Klimin M. **2022**. Bioaerosols as evidence of atmospheric circulation anomalies over the Okhotsk Sea and Shantar Islands in the Late Glacial – Holocene. *Climate*, 10(2): 24. <https://doi.org/10.3390/cli10020024>
44. Khotinsky N.A. **1977**. [*Holocene of Northern Eurasia. Experience of transcontinental correlation of stages of development of vegetation and climate*]. Moscow: Nauka, 198 p. (In Russ.).
45. Bazarova V.B., Klimin M.A., Kopoteva T.A. **2018**. Holocene dynamics of the East-Asian monsoon in the Lower Amur Area. *Geography and Natural Resources*, 39: 239–247. <https://doi.org/10.1134/s1875372818030071>
46. Ferguson C.W. **1968**. Bristlecone pine: science and esthetics: a 7100-year tree-ring chronology aids scientists; old trees draw visitors to California mountains. *Science*, 159(3817): 839–846. <https://doi.org/10.1126/science.159.3817.839>
47. Prozorov Yu.S. **1961**. [*The bogs of swampy landscape of the Middle Amur lowland*]. Moscow: Izd-vo AN SSSR, 123 p. (In Russ.).
48. Pomortsev O.A., Kashkarov E.P., Lovelius N.V. **2015**. Bioclimatic chronology of the Holocene: reconstruction and prognosis. *NEFU Bulletin*, 3(47): 100–115. (In Russ.). EDN: VKPQNJ
49. Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Mokhova L.M., Chakov V.V., Kopoteva T.A., Klimin M.A., Simonova G.V. **2023**. Global cooling events of the Late Holocene preserved in the coastal sediments in the southern Far East of Russia. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*, 54(1): 112–130. (In Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923010115>
50. Markov Yu.D. **1983**. [*South Primorsky shelf of the Sea of Japan in the Late Pleistocene and Holocene*]. Vladivostok: DVNTs AN SSSR, 128 p. (In Russ.).
51. Kaplina T.N., Lozhkin A.V. **1982**. The history of the development of the vegetation of the coastal lowlands of Yakutia in the Holocene. In: *Development of the nature of the territory of the USSR in the Late Pleistocene and Holocene*. Moscow: Nauka, p. 207–218. (In Russ.).
52. Peskov A.Yu., Krutikova V.O., Zakharchenko E.N., Chakov V.V., Klimin M.A., Karetnikov A.S., Didenko A.N. **2020**. Geochemistry and magnetism of peat deposits in the Khor–Kiya interfluvium, Sikhote-Alin (preliminary results). *Russian Journal of Pacific Geology*, 14(2): 169–179. <https://doi.org/10.1134/s1819714020020050>
53. Babeshina L.G., Zverev A.A. **2010**. Estimation of conditions of habitats of sphagnum mosses in West Siberian Plain: Soil fertility factor. *Tomsk State University Journal*, 338: 188–194. (In Russ.). EDN: NBVGOT

54. Babeshina L.G., Zverev A.A. **2010.** Estimation of conditions of habitats of sphagnum mosses in West Siberian Plain: Humidification factor. *Tomsk State University Journal*, 331: 185–191. (In Russ.). EDN: NBILJH
55. Wanner H., Ritz S. *A web-based Holocene Climate Atlas (HOCLAT)*. URL: [https://www.oeschger.unibe.ch/research/projects\\_and\\_databases/web\\_based\\_holo-cene\\_climate\\_atlas\\_hoclat/e230763/e230764/hoclat\\_eng.pdf](https://www.oeschger.unibe.ch/research/projects_and_databases/web_based_holo-cene_climate_atlas_hoclat/e230763/e230764/hoclat_eng.pdf) (accessed 31.10.2023).
56. Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S.P., Jetel M. **2011.** Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, 30(21–22): 3109–3123. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.010>

## Об авторах

**Чаков Владимир Владимирович** (<https://orcid.org/0000-0001-9939-4289>), кандидат биологических наук, ведущий научный сотрудник, Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, [chakov@ivep.as.khb.ru](mailto:chakov@ivep.as.khb.ru)

**Климин Михаил Анатольевич** (<https://orcid.org/0000-0003-1329-5437>), кандидат биологических наук, старший научный сотрудник, Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, [m\\_klimin@bk.ru](mailto:m_klimin@bk.ru)

**Купцова Виктория Алексеевна** (<https://orcid.org/0000-0002-7235-0486>), научный сотрудник, Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, [victoria@ivep.as.khb.ru](mailto:victoria@ivep.as.khb.ru)

**Захарченко Елена Николаевна** (<https://orcid.org/0000-0002-3918-8878>), младший научный сотрудник, Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, [elenaiver@mail.ru](mailto:elenaiver@mail.ru)

**Разжигаяева Надежда Глебовна** (<https://orcid.org/0000-0001-7936-1797>), доктор географических наук, главный научный сотрудник, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, [nadyar@tigdvo.ru](mailto:nadyar@tigdvo.ru)

**Мохова Людмила Михайловна** (<https://orcid.org/0000-0003-0396-4756>), научный сотрудник, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, [tigpaleo@mail.ru](mailto:tigpaleo@mail.ru)

**Ганзей Лариса Анатольевна** (<https://orcid.org/0000-0002-2538-6603>), кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, [lganzev@mail.ru](mailto:lganzev@mail.ru)

**Гребенникова Татьяна Афанасьевна** (<https://orcid.org/0000-0002-5805-391X>), кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, [tagrebennikova@mail.ru](mailto:tagrebennikova@mail.ru)

## About the Authors

**Chakov, Vladimir V.** (<https://orcid.org/0000-0001-9939-4289>), Cand. of Sciences (Biology), Leading Researcher, Institute of the Water and Ecology Problems of the Far Eastern Branch of RAS, Khabarovsk, [chakov@ivep.as.khb.ru](mailto:chakov@ivep.as.khb.ru)

**Klimin, Mikhail A.** (<https://orcid.org/0000-0003-1329-5437>), Cand. of Sciences (Biology), Senior Researcher, Institute of the Water and Ecology Problems of the Far Eastern Branch of RAS, Khabarovsk, [m\\_klimin@bk.ru](mailto:m_klimin@bk.ru)

**Kuptsova, Victoria A.** (<https://orcid.org/0000-0002-7235-0486>), Researcher, Institute of the Water and Ecology Problems of the Far Eastern Branch of RAS, Khabarovsk, [victoria@ivep.as.khb.ru](mailto:victoria@ivep.as.khb.ru)

**Zakharchenko, Elena N.** (<https://orcid.org/0000-0002-3918-8878>), Junior Researcher, Institute of the Water and Ecology Problems of the Far Eastern Branch of RAS, Khabarovsk, [elenaiver@mail.ru](mailto:elenaiver@mail.ru)

**Razjigaeva, Nadezhda G.** (<https://orcid.org/0000-0001-7936-1797>), Doctor of Geography, Principal Researcher, Pacific Geographical Institute of the Far Eastern Branch of RAS, Vladivostok, [nadyar@tigdvo.ru](mailto:nadyar@tigdvo.ru)

**Mokhova, Lyudmila M.** (<https://orcid.org/0000-0003-0396-4756>), Researcher, Pacific Geographical Institute of the Far Eastern Branch of RAS, Vladivostok, [tigpaleo@mail.ru](mailto:tigpaleo@mail.ru)

**Ganzev, Larisa A.** (<https://orcid.org/0000-0002-2538-6603>), Cand. of Sciences (Geography), Leading Researcher, Pacific Geographical Institute of the Far Eastern Branch of RAS, Vladivostok, [lganzev@mail.ru](mailto:lganzev@mail.ru)

**Grebennikova, Tatyana A.** (<https://orcid.org/0000-0002-5805-391X>), Cand. of Sciences (Geography), Leading Researcher, Pacific Geographical Institute of the Far Eastern Branch of RAS, Vladivostok, [tagrebennikova@mail.ru](mailto:tagrebennikova@mail.ru)

Поступила 27.10.2023

Принята к публикации 17.12.2023

Received 27 October 2023

Accepted 17 December 2023