

**ЗАПИСЬ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ  
ГОРНОЙ ЧАСТИ ОСТРОВА ИТУРУП С ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ**

**Н.Г. Разжигаева<sup>1</sup>, Л.А. Ганзей<sup>1</sup>, Т.А. Гребенникова<sup>1</sup>, Л.М. Мохова<sup>1</sup>, А.В. Дегтерев<sup>2</sup>,  
А.К. Ежкин<sup>2</sup>, А.В. Рыбин<sup>2</sup>, Х.А. Арсланов<sup>3</sup>, Ф.Е. Максимов<sup>3</sup>, А.Ю. Петров<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>ФГБУН Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, ул. Радио 7, г. Владивосток, 690041;  
e-mail: [nadyar@tigdvo.ru](mailto:nadyar@tigdvo.ru)

<sup>2</sup>ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, ул. Науки 16, г. Южно-Сахалинск, 693022

<sup>3</sup>ФГБОУ ВО Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб. 7/9,  
г. Санкт-Петербург, 199178

Поступила в редакцию 4 июня 2021 г.

В центральной части о. Итуруп получен уникальный материал о развитии природной среды за последние 12 400 кал. л. В основу высокоразрешающих палеореконструкций положено комплексное изучение отложений палеозера, найденного на плато (абс. высота 400–420 м) к северо-западу от влк. Баранского. Впервые получена летопись палеогеографических событий для перехода от плейстоцена к голоцену и раннего голоцена. Возрастная модель основана на 9 радиоуглеродных датировках. На основе диатомового анализа выделено 11 стадий эволюции озерно-болотных обстановок. Максимальную глубину озеро имело около 9 890–7 900 кал. л.н., полностью прекратило свое существование около 1 400 кал. л.н. Восстановлены этапы развития растительности и факторы, определяющие смену ландшафтов. Охарактеризовано похолодание позднего дриаса и специфика его проявления с неравномерным характером увлажнения на о. Итуруп. Показано, что на рубеже плейстоцена-голоцена (около 11 470 кал. л.н.) в условиях потепления резко увеличилась роль древесной растительности. Проанализировано распространение кедрового стланика как показателя устойчивого снежного покрова. Установлено, что темнохвойные леса существовали в горной части острова с позднеледниковья, наиболее широкое развитие они получили в раннем голоцене. Экспансия березовых лесов с 6 200 кал. л.н. была связана с активизацией вулканической деятельности и частыми пеплопадами. Выделен ряд холодных событий, проявление которых было усилено ослаблением действия теплого течения Соя. Интенсивный перенос аллохтонной пыльцы с юга Курил и Японских островов с рубежа 3 540 кал. л.н. является признаком активизации циклогенеза в районе Курильских островов. Проанализировано проявление климатической ритмики голоцена в развитии ландшафтов горной части Итурупа, а также влияние теплого и холодного течений и других региональных факторов.

**Ключевые слова:** поздний дриас, голоцен, климатические изменения, холодные события, высококоррелирующие реконструкции, радиоуглеродное датирование, эффект вулканических пеплопадов, Курильские острова.

**ВВЕДЕНИЕ**

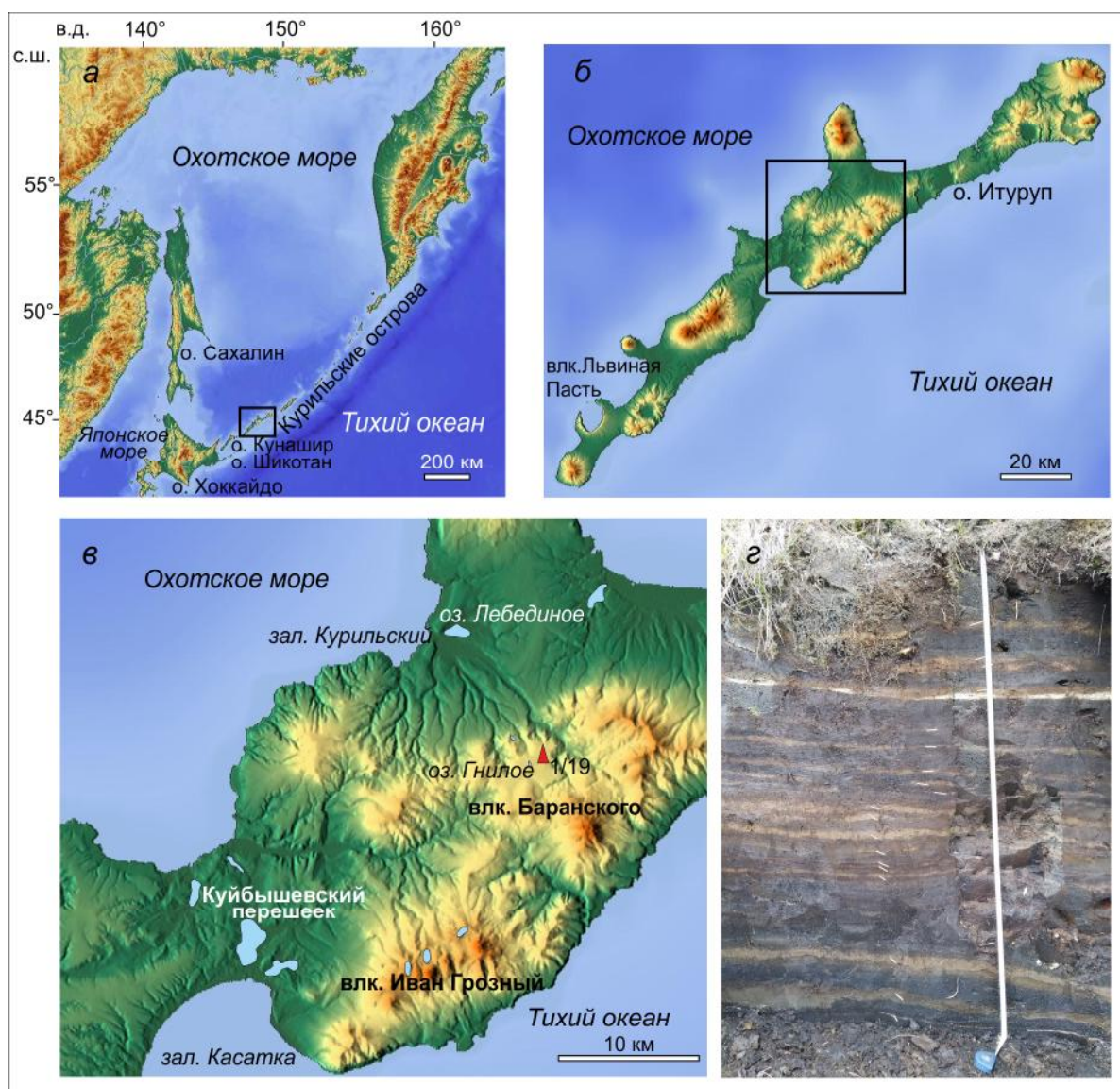
Одной из актуальных проблем изучения четвертичного периода является реконструкция климата и динамики геосистем в переходные этапы климатических макроциклов [2, 9, 15]. Важным палеоклиматическим переходом, значимым для зарождения современных ландшафтов, является смена условий от холодных к теплым в позднеледниковье–начале голоцена. Этот переходный этап плохо изучен на Курильских островах, которые являются ключевым объектом для понимания закономерностей изменения природ-

ной среды в северо-западной части Тихого океана. На Южных Курилах разрезы отложений, накопление которых шло с позднеледниковья и на протяжении всего голоцена, до последнего времени были известны только на Малой Курильской гряде [13, 16, 17]. Палеозеро такого возраста было обнаружено на юге о. Кунашир [42]. На Северных Курилах разрез полного голоцена изучен на о. Парамушир [11, 20]. Для о. Итуруп реконструкции развития природной среды были проведены только на основании изучения озерных отложений и торфяников на низких элементах рельефа [8, 12, 32, 36]. Несмотря на большой прогресс в из-

учении голоценовых отложений Курил [14, 33, 35, 39, 41], недостаточно информации получено для раннего голоцена и мало непрерывных летописей, которые бы охватывали длительные временные интервалы. Перспективными высокоразрешающими природными архивами являются отложения палео-озер, приуроченных к уплощенным участкам и выходам плохопроницаемых пород. Как правило, в таких озерах шло непрерывное органогенное осадконакопление и завершающей стадией развития являлось формирование торфяников. Цель работы – провести реконструкцию климатических и ландшафтных изменений в позднеледниковье–голоцене, зафиксированных в отложениях палеоозера в центральной горной части о. Итуруп.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Разрез отложений палеоозера ( $45^{\circ}08'51.7141$  с.ш.,  $147^{\circ}58'21.2038$  в.д., абс. высота 400 м), найден на плато к северо-западу от влк. Баранского, в 1.3 км от оз. Гнилое. Описано обнажение, вскрытое бровкой дороги (рис. 1). Общая видимая мощность – 170 см. Отбор проб проводился с шагом 0.5–2.5 см, в одном случае 3.5 см, в зависимости от литологического строения. Такой дробный отбор проб позволил получить высокоразрешающую непрерывную летопись событий и установить их хронологию. Первичное описание разреза с проведением радиоуглеродного датирования выполнено в 2014 г. [3]. Стратиграфическое изучение включало диатомовый и спорово-



**Рис. 1.** Схема района работ: *а* – положение Курильских о-вов; *б* – о. Итуруп; *в* – центральная часть о. Итуруп и положение изученного разреза (1/19) отложений палеоозера на плато; *з* – фото изученного разреза.

Таблица. Результаты определения абсолютного возраста отложений палеозера (торф), о. Итуруп (разрез 1/19).

Номер образца	Глубина, см	Радиоуглеродный возраст, лет	Калиброванный возраст (2 $\sigma$ )	Лаб. номер	Возраст по модели
3a/1/19	20–21.5	1 270±110	1 180±110	ЛУ-9692	1 170±40
P56/2014	30–34	1 890±110	1 830±130	ЛУ-7810	1 755±105
a/1/19	40–42	2 250±120	2 270±170	ЛУ-9693	2 160±40
13a/1/19	56–57	3 200±100	3 420±120	ЛУ-9694*	2 700±20
21/1/19	78–79.5	3 110±160	3 300±200	ЛУ-9699	3 455±25
25a/1/19	88–89	3 250±200	3 490±260	ЛУ-9695	3 865±25
296/1/19	100–101	4 280±180	4 870±260	ЛУ-9700	4 810±50
31a/1/19	131.5–135	8 250±170	9 190±210	ЛУ-9696	8 965±235
33a/1/19	146–147	10 040±90	11 580±180	ЛУ-9697	11 210±90
35a/1/19	152.5–153.5	10 610±140	12 490±180	ЛУ-9698	12 100±50

Примечание: \*  $^{14}\text{C}$ -дата исключена из модели «возраст-глубина».

пыльцевой анализы с использованием стандартных методик. При расчете процентного содержания пыльцы древесных была исключена пыльца *Myrica*, представителя локальной растительности, вспышки пыльценосности которого затушевывают соотношение других таксонов. Возраст событий определен на основе радиоуглеродного датирования, выполненного в Институте наук о Земле СПбГУ (таблица). Калибровка радиоуглеродных дат сделана с помощью программы OxCal 4.3 [38] и с использованием калибровочной кривой «IntCal 13». Возраст изменений компонентов определен по модели «возраст-глубина» с помощью пакета Bacon 2.2 [21]. Все возрастные интервалы приводятся в калиброванных значениях.

Источники тефры определялись на основе химического состава вулканического стекла с использованием сканирующей электронной микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа, выполненного в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

*Литология, тефра, возрастная модель и скорости осадконакопления.* Большая часть разреза сложена темно-коричневым, хорошо разложившимся (0–131 см) и черным (131–156 см) торфом, залегающим на оторфованном суглинке (156–161 см) с линзой торфа, в основании вскрыт щебень (161–170 см).

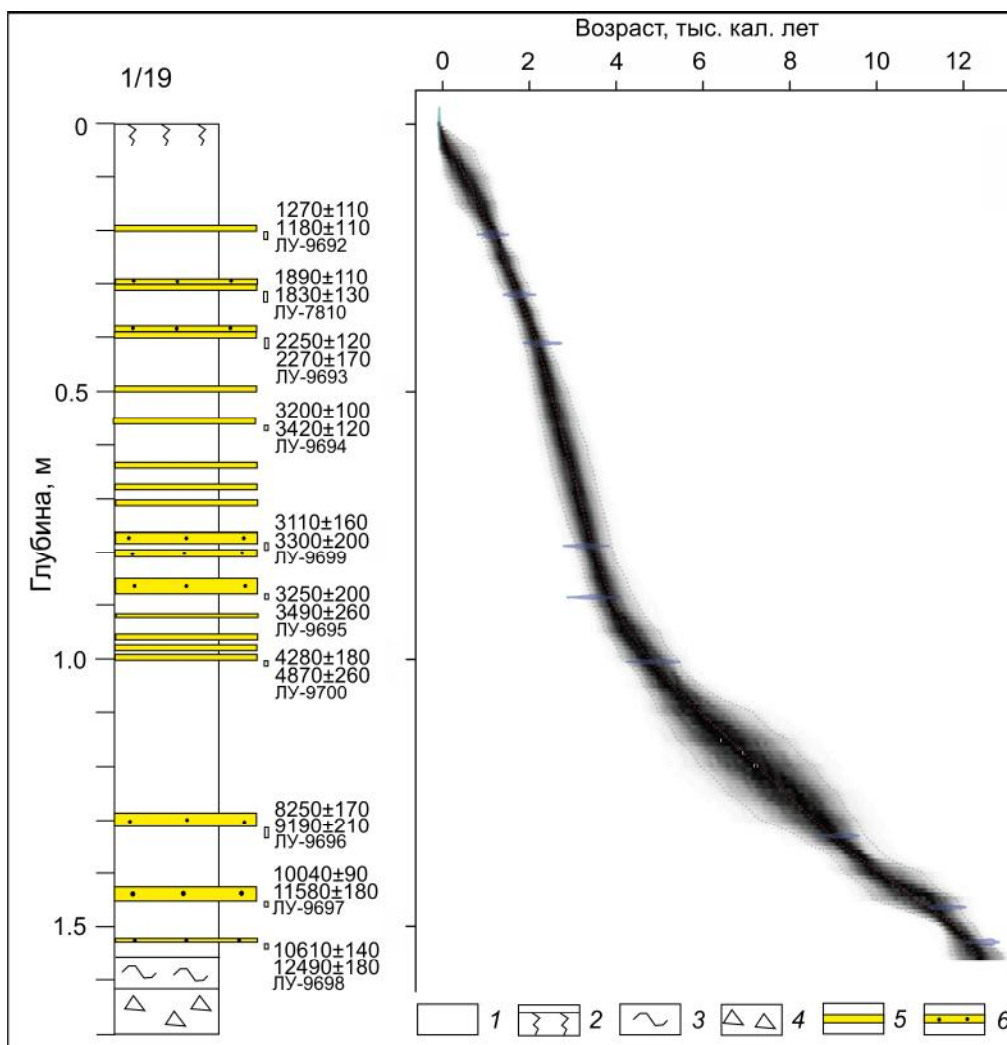
Разрез включает 19 прослоев вулканических пеплов (мощность 0.5–2 см), представленных преимущественно коричневато-желтыми алевритами, отдельные слои включают примесь мелкозернистого песка, в основании встречены прослой тефры (до 3.5 см) песчаной размерности. Два прослоя сложены белыми алевритами, верхний (инт. 39–40 см), включающий стекло с высоким содержанием  $\text{K}_2\text{O}$ , является транзитным и сопоставляется с маркирующим пеплом Ten-a (1.9 кал. л.н.) вулкана Тенчозан (Ten-

chozan), расположенного на п-ове Сиретоко, о. Хоккайдо, имеющим близкий возраст [25]. Изучение состава вулканического стекла прослоев тефры из близкорасположенного разреза торфяника показало, что большая часть пеплов имеет источником вулканы Баранского и Ивана Грозного [40]. В основании разреза (128–131.5 см, 152–152.5 см) обнаружена тефра, включающая помимо пироксенов амфиболы. Скорее всего, ее источником были кальдерные извержения влк. Львиная Пасть, расположенного в южной части о. Итуруп. По возрастной модели возраст прослоев оценивается около 12 050 и 8 730 кал. л.н., что соответствует радиоуглеродным датировкам, полученным из древесных углей, найденных в кальдерных отложениях проксимальной зоны [4].

Возрастная модель построена на основе 9  $^{14}\text{C}$ -дат. Дата ЛУ-9694 была исключена, как удревленная. Для верхней части разреза использована  $^{14}\text{C}$ -дата  $1\,890 \pm 110$  л.н.,  $1\,830 \pm 130$  кал. л., ЛУ-7810, полученная при первом описании разреза [3]. Моделированный возраст данного прослоя составляет  $2\,700 \pm 20$  лет (таблица). Близкая  $^{14}\text{C}$ -дата ( $1\,840 \pm 100$  л.н.,  $1\,780 \pm 120$  кал. л.н., ЛУ-6309) получена под пепловым прослоем в разрезе торфяника у подножья влк. Баранского [40].

Возрастная модель показывает, что скорости накопления отложений были неравномерными (рис. 2). На начальном этапе они составляли до 0.15 мм/год, с 11 810 кал. л.н. снизились до 0.04 мм/год, возросли около 4 860 кал. л.н. до 0.13 мм/год, с 4 090 кал. л.н. – до 0.30, несколько уменьшились около 1 880 кал. л.н. (до 0.16–0.20 мм/год). Временное разрешение реконструкций составляет для позднеледниковья 65–100 лет, раннего голоцена 170–350 лет, среднего – 130–200 лет, позднего – 30–100 лет.

*Диатомовый анализ.* Отложения включают 211 пресноводных видов и единичные переотложенные морские диатомеи, в том числе зональные виды, вы-



**Рис. 2.** Строение разреза и возрастная модель накопления озерно-болотных отложений на плато центральной части о. Итуруп.  $^{14}\text{C}$ -дата ЛУ-9694 исключена из модели «возраст-глубина».

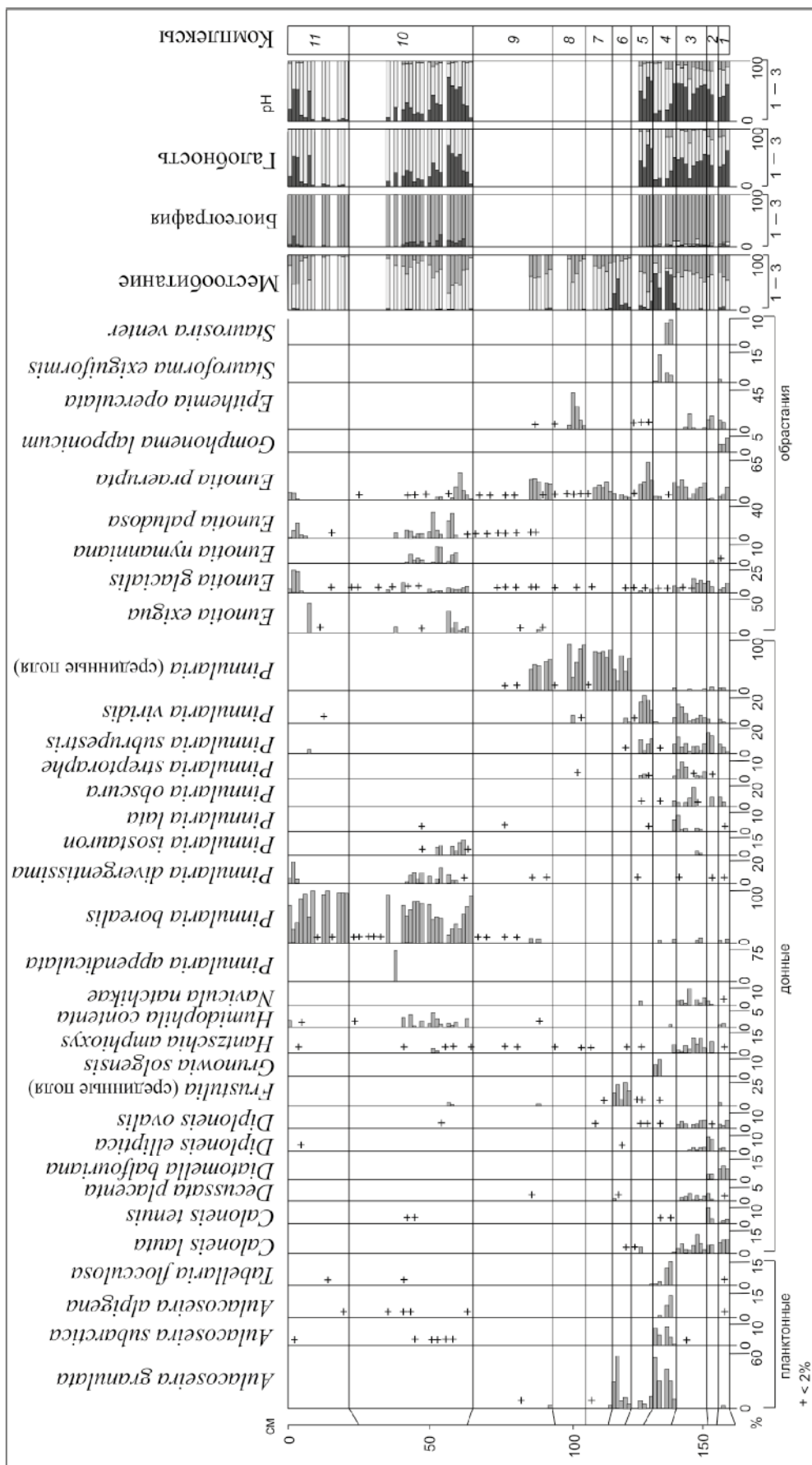
1 – торф, 2 – почва, 3 – суглинок, 4 – щебень, 5 – вулканический пепел алевритового состава, 6 – вулканический пепел песчаного состава.

мершие в плейстоцене. Распределение диатомей по разрезу позволило выделить 11 комплексов (рис. 3). В некоторых горизонтах створки диатомей имеют следы растворения, для интерпретации экологических условий использовались данные, полученные из проб с наиболее сохранившимися створками.

Комплекс 1 (инт. 154.5–161 см, >12 360–12 250 кал. л.н.) характеризует образование мелкого холодноводного водоема. В суглинке доминирует характерный для болотных вод с  $\text{pH} < 7$  и влажных мест *Eunotia prae-rupta* [30]. Субдоминантами являются характерные для мелководных водоемов арктобореальные *Caloneis lauta*, *Gomphonema lapponicum*, космополит *Eunotia glacialis*. Доля арктобореальных видов составляет 17 %. Концентрация створок достигает до 730 тыс./г.

Торф начал формироваться при более высокой обводненности. Доминируют донные космополиты *Pinnularia subrupestris*, *Diatomella balfouriana*, распространенные в олиготрофных, богатых кислородом водоемах умеренного и субарктического поясов, и обрастатель *Epithemia operculata*, обычный для проточных вод с повышенным содержанием электролитов [29, 50] и сообществ, связанных с горячими источниками [23]. Доля планктонных видов (*Aulacoseira granulata*, *A. crenulara*, *A. alpigena*) повышается до 5.7 %. Содержание арктобореальных диатомей снижается до 10.9 %. Концентрация створок возрастает до 2.5 млн/г.

Комплекс 2 (инт. 152–154.5 см, 12 250–12 000 кал. л.н.). В подошве слоя (12 250–12 150 кал. л.н.) обнаружены единичные створки диатомей разной эко-



**Рис. 3.** Распределение диатомей в разрезе отложений палеозера в горной части о. Итуруп. Местообитание: 1 – планктонные, 2 – донные, 3 – обрастающие. Биогеография: 1 – арктобореальные, 2 – борелеальные, 3 – космополиты. Галобность: 1 – галофобы, 2 – индифференты, 3 – галофилы и ацидобионты, 2 – циркумнейтральные, 3 – алкалофилы и алкалобионты.

гической принадлежности: почвенный *Hantzschia amphioxys*, озерно-болотные донные *Pinnularia divergentissima*, *P. subgibba*, *Nitzschia nana* и обрастатель *Eunotia praerupta*, концентрация диатомей снижается до 2.4 тыс./г. В инт. 152.5–153.5 см (12 150–12 000 кал. л.н.) увеличивается роль гидрофилов *Diploneis elliptica*, *Pinnularia subrupestris*, *Epithemia operculata*. Концентрация диатомей достигает 705 тыс./г. Отмечено обилие диатомей, характерных для северных регионов. В пепловом прослое (инт. 152–152.5 см) появляется *Humidophila laevissima*, способный обитать при незначительном увлажнении [46], и увеличивается содержание *Caloneis tenuis*, характерного для северных регионов [29]. Концентрация диатомей в этом прослое снижается до 243 тыс./г.

Комплекс 3 (инт. 139–152 см, 12 000–9 890 кал. л.н.) отражает две фазы развития торфяного болота. В инт. 144–152 см доминируют *Eunotia praerupta*, *E. glacialis*, *Hantzschia amphioxys*, *Pinnularia borealis* и *P. obscura*, накопление торфяника происходило при более слабом увлажнении (12 000–11 120 кал. л.н.). В прослое пепла (инт. 143–146 см) среди доминант появляются обитающие в грунтах и обрастаниях *Epithemia operculata*, *Nitzschia perminuta*, *Encyonema silesiacum* и найдены характерные для кислых условий *Navicula natchikae*, *Chamaepinnularia hassiaca*, *Navicula tridentula*. Верхняя часть (инт. 139–144 см) формировалась в условиях нарастающего увлажнения субстрата по обрамлению мелководного водоема (11 120–9 890 кал. л.н.). Повышается содержание донных *Pinnularia eifelana*, *P. streptoraphe*, характерных для мелководных маломинерализованных водоемов, а в кровле слоя – *P. viridis*, *P. viridiformis*, *P. lata* и планктонного *Aulacoseira granulata*. Содержание арктобореальных диатомей колеблется от 2.8 до 13.1 %. Концентрация створок увеличивается до 6.4 млн/г.

Комплекс 4 (инт. 126–139 см, 9 890–7 900 кал. л.н.) отражает условия мезотрофно-эвтрофного озера с водной растительностью. Доминируют планктонные *Aulacoseira granulata*, *A. subarctica*, *A. alpigena*, временно планктонный *Tabellaria flocculosa* и обрастатели *Staurosira venter*, *Stauroforma exiguiiformis*. В отложениях выше пеплового прослоя (инт. 128–131.5 см) появляется  $\beta$ -*a*-мезосапробионт *Grunowia solgensis*, характерный для вод со средним и умеренно высоким содержанием электролитов. Доля арктобореальных видов <3 %. Концентрация створок снижается вверх по разрезу от 23 млн/г до 217 тыс./г. С этого комплекса стали встречаться створки со следами растворения.

Комплекс 5 (инт. 119–125.5 см, 7 900–7 120 кал. л.н.) фиксирует обмеление озера. Ведущими являются донные виды и обрастания, доля планктонных <14 %. Доминируют *Eunotia praerupta*, *Pinnularia viridis*,

*P. subrupestris*. Концентрация створок в подошве слоя достигает 69 тыс./г и снижается в кровле до 12 тыс./г.

Комплекс 6 (инт. 112–119 см, 7 120–6 200 кал. л.н.) свидетельствует о прогрессирующем увеличении глубины мезотрофно-эвтрофного озера. В нижней части преобладают донные виды (до 90 %), в кровле – планктонные (до 56 %). Доминируют срединные поля крупных видов рода *Pinnularia* и мелких форм *Frustulia*, среди планктонных – *Aulacoseira granulata*. Также определены *Pinnularia viridis*, *P. viridiformis*, *P. subrupestris*, *P. divergens*, *P. subgibba* и *Frustulia saxonica*, массово развивающийся в кислых гуминовых водах. Концентрация створок сильно варьирует от 135 тыс./г до 9.9 млн/г, а в кровле снижается до 1.6 млн/г. Арктобореальные виды (до 5.7 %) найдены только в подошве слоя.

Комплекс 7 (инт. 104–112 см, 6 200–5 170 кал. л.н.) отвечает условиям мелководного заболоченного водоема. Преобладают донные виды (до 82 %) и обрастатели (до 29.5 %), доля планктонных <2 %. Содержание диатомей падает от 471 до 8 тыс./г.

Комплекс 8 (инт. 94–104 см, 5 170–4 240 кал. л.н.) свидетельствует о незначительном обводнении водоема. В нижней части (инт. 98.0–104.0 см, 5 070–4 580 кал. л.н.) преобладают донные виды (до 92 %). Доминируют срединные поля *Pinnularia* и *Epithemia operculata*, определены *P. stomatophora*, *P. viridis*, *P. subcapitata*, *P. divergens* и др. Содержание створок достигает 91 тыс./г, в верхней части не превышает 1 тыс./г.

Комплекс 9 (инт. 65.5–94 см, 4 240–3 000 кал. л.н.) указывает на обмеление и усиление заболачивания водоема. В нижней части доминируют срединные поля крупных видов рода *Pinnularia* и краевые части *Eunotia praerupta*, найдены планктонные виды (до 4.5 %). Выше увеличивается роль представителей рода *Eunotia* (*E. glacialis*, *E. exigua* и арктобореальный *E. groenlandica*), характерных для болотных обстановок. В верхней части встречаются обычные для слабоувлажненных мест *Pinnularia borealis*, *Eunotia praerupta*, *E. paludosa*. Концентрация диатомей меняется от 86 до 6 тыс./г.

Комплекс 10 (инт. 25–65.5 см, 3 000–1 400 кал. л.н.) отражает неустойчивость гидроклиматического режима. В более влажные периоды распространение получали болотные гидрофильные *Eunotia exigua*, *E. glacialis*, *Pinnularia divergentissima*, часто встречались озерно-реофильные планктонные *Asterionella formosa*, *Aulacoseira subarctica*, *A. italica*. В засушливые периоды преобладали почвенные *Pinnularia borealis*, *Humidophila contenta*, *Hantzschia amphioxys*. Увеличение доли видов, обычных для моховых болот,

*Eunotia paludosa*, *E. praerupta*, *E. nimannuana* показывает умеренно влажные условия. Прогрессирующее увеличение доли почвенных диатомей вверх по разрезу (от 27–38 % до 90 %) указывает на тенденцию постепенного снижения увлажнения. Количество створок диатомей не превышает 74 тыс./г.

Комплекс 11 (инт. 0–25 см, последние 1 400 кал. л.н.) показывает почвенные условия и постепенное увеличение увлажнения. В нижней части слоя (инт. 8–25 см, 1 400–420 кал. л.н.) доминирует *Pinnularia borealis* (до 98 %), доля гидрофильных не превышает 4 %, спорадически встречаются озерно-реофильные *Aulacoseira granulata*, *Gomphonema parvulum*, *Epithemia adnata*, *E. gibba* и озерно-болотные *Eunotia glacialis*, *E. tenella* и др. В интервале 10–12 см (660–540 кал. л.н.) вспышку дает характерный для торфяных вод *Eunotia exigua*. Здесь отмечена наиболее высокая концентрация створок (> 1млн/г), тогда как в других слоях содержание диатомей 372–465 тыс./г. В инт. 0–8 см наблюдается рост содержания характерных для слабо увлажненных моховых болот *Eunotia paludosa*, *E. praerupta* и гидрофильных болотных *Eunotia exigua*, *E. glacialis*, а в инт. 2–4 см (180–60 кал. л.н.) вспышку дает *Pinnularia divergentissima*, типичный для северных регионов, особенно для аэробных мест [31], и увеличивается содержание арктобореального *Eunotia groenlandica*. В кровле доминируют почвенные виды. Концентрация створок снижается от 122 до 19 тыс./г.

**Спорово-пыльцевой анализ.** Распределение пыльцы и спор по разрезу позволило выделить 10 палинозон (рис. 4):

Палинозона 1 (инт. 148–161 см, <12 360–11 470 кал. л.н.) характеризуется преобладанием пыльцы трав с постепенным увеличением пыльцы древесных вверх по разрезу. В группе древесных преобладают ольховник (до 57.5 %) и хвойные (до 43.9 %). Вверх по разрезу увеличивается доля пыльцы кедрового стланика. Среди кустарников отмечена также пыльца *Rhus*, *Salix*. Пик пыльцы берез (до 97.5 %) наблюдается в прослое вулканического пепла, во вмещающих отложениях ее доля <14.6 %. Среди трав доминирует пыльца осок. Встречено много спор плаунов, сфагновых мхов, в основании – плаунка, количество спор папоротников увеличивается в верхней части.

Палинозона 2 (инт. 128–148 см, 11 470–8 290 кал. л.н.) характеризуется резким увеличением пыльцы древесных, среди которых преобладает пыльца кедрового стланика. Большое количество пыльцы темнохвойных отмечено в инт. 135–143 см (10 600–9 200 кал. л.н.) Сократилось количество пыльцы берез. Среди трав в нижней части преобладает пыльца

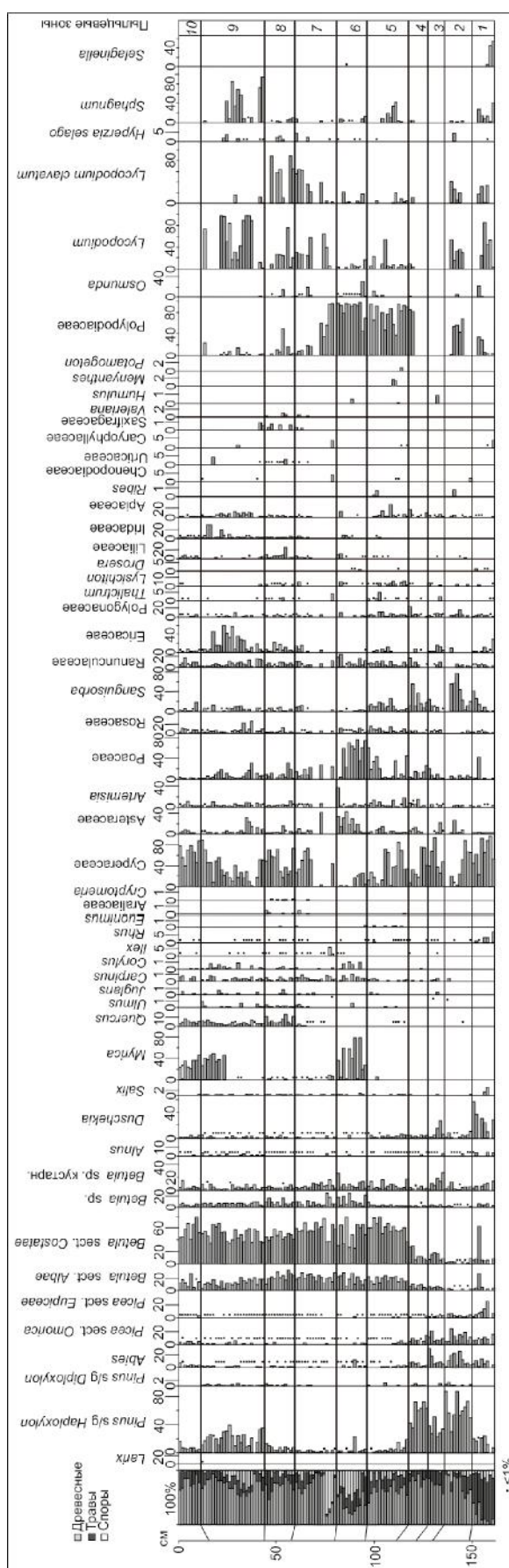


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений палеозера в горной части о. Итуруп.

осок (143–148 см, 11 470–10 510 кал. л.н.), в верхней части (инт. 128–143 см, 10 600–8 290 кал. л.н.) встречено много пыльцы кровохлебки и сложноцветных. Среди спор увеличилась роль папоротников.

Палинозона 3 (инт. 121–128 см, 8 290–7 380 кал. л.н.) – увеличивается количество пыльцы трав, представленных в основном осоками. В группе пыльцы древесных сокращается доля пыльцы кедрового стланика, в верхней части увеличивается роль темнохвойных, особенно пихты (7 640–7 380 кал. л.н.), стало больше пыльцы берез. В основании (8 290–7 770 кал. л.н.) повышается количество пыльцы кустарниковой березы и ольховника. Более часто стала встречаться перенесенная ветром пыльца широколиственных. Спор мало.

Палинозона 4 (инт. 112–121 см, 7 380–6 200 кал. л.н.) характеризуется увеличением доли пыльцы кедрового стланика, меньше стало темнохвойных и берез, за исключением верхней части. В группе трав растет доля пыльцы злаков и кровохлебки.

Палинозона 5 (инт. 95–112 см, 6 200–4 320 кал. л.н.) отличается доминированием пыльцы берез. Появилась пыльца бересклета и аралии. В травах sporadически повышается доля пыльцы злаков, в верхней части стало мало пыльцы осок (4 860–4 760 кал. л.н.). Увеличивается количество спор, представленных, в основном, папоротниками. Среди трав появилась пыльца рдеста, обитающего в озерах, вахты, характерной для берегов озерков. В инт. 103–108 см (5 670–5 070 кал. л.н.) – много спор сфагновых мхов.

Палинозона 6 (инт. 81–95 см, 4 320–3 540 кал. л.н.) отражает изменение локальных ландшафтов и отличается обилием пыльцы восковника. В отдельных пробах много пыльцы пихты (4 090–3 970 кал. л.н.), повышено содержание пыльцы ольховника и ивы. Увеличилось количество пыльцы широколиственных (*Carpinus*, *Corylus*), скорее всего принесенной ветром с юга. Среди трав стало много пыльцы злаков, в верхней части – сложноцветных (с 3 974 кал. л.н.), и отмечено разнообразие других травянистых, много лютиковых. Содержание пыльцы осок сократилось. В обилии встречены споры, представленные, в основном, папоротниками.

Палинозона 7 (инт. 58–81 см, 3 540–2 750 кал. л.н.) характеризуется резким увеличением пыльцы древесных, в составе которых преобладает пыльца берез. Отмечено большое количество аллохтонной пыльцы широколиственных (*Carpinus*, *Corylus*, *Juglans*, *Ulmus*, *Quercus*). Среди кустарников часто стала встречаться пыльца падуба. В верхней части увеличилась роль пыльцы осок (3 050–3 000 кал. л.н.) и вересковых кустарников (2 920–2 870 кал. л.н.).

Палинозона 8 (инт. 44–58 см, 2 750–2 280 кал. л.н.) отличается повышенным содержанием аллохтонной пыльцы, поступавшей с нижних уровней рельефа (*Quercus*, *Ulmus*, *Acer*, *Aralia*), а также занесенной с южных островов и с Японии (*Cryptomeria*, *Carpinus*, *Corylus*, *Juglans*, *Tilia*). В группе трав постоянно встречается пыльца камнеломковых.

Палинозона 9 (инт. 15–44 см, 2 280–830 кал. л.н.) характеризуется резким увеличением роли пыльцы кедрового стланика. В верхней части много пыльцы восковника. Встречена единичная пыльца лиственницы и можжевельника. В группе трав и кустарничков в нижней части больше пыльцы сложноцветных, злаков, розоцветных, выше – резко возрастает роль пыльцы вересковых. В обилии встречены споры плаунов, в нижней части – сфагновых мхов.

Палинозона 10 (инт. 0–15 см, последние 830 кал. л.н.) – преобладает пыльца берез, среди травянистых – пыльца осок, очень мало спор, в основном – *Lycopodium*.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При интерпретации биостратиграфических данных, полученных при изучении озерно-болотных отложений на разных высотных отметках рельефа, следует учитывать, что водоемы и болотные массивы могли развиваться не синхронно и по-разному реагировать на изменение природной среды. К региональным факторам, которые могли влиять на развитие островных ландшафтов, относятся морские течения и сдвиги в атмосферной циркуляции [8, 32, 43]. Влияние локальных факторов и направленность эндогенного развития водоемов в ряде случаев могли затушевывать глобальные и региональные изменения климата. На Курильских островах одним из ландшафтообразующих факторов первого порядка являются вулканические извержения и частые пеплопады [39]. Активная геодинамическая обстановка на островах также может быть причиной изменений развития озерных водоемов, не связанных с климатическими изменениями [33]. Для островов характерна сильная микроклиматическая изменчивость, что обуславливало метахронность в развитии обстановок осадконакопления и ландшафтов. Гипсометрическое положение разреза, его удаленность от границ ландшафтных поясов также определяли, какие изменения в окружающих ландшафтах фиксировались в осадочной летописи. Разные соотношения глобальных, региональных и локальных изменений и реакция на них геокомплексов разного ранга были причиной метахронности изменений озерно-болотных обстановок и окружающих ландшафтов на разных высотных уровнях. С таких позиций интерпретируются полученные данные



(рис. 5, 6). Следует учитывать, что состав диатомей и концентрация створок, а также структура палиноспектров из прослоев вулканических пеплов могут иметь отличие от вмещающих отложений.

Плато, на котором найдено палеозеро, представляет собой ветробойный участок, открытый охлаждающему влиянию Тихого океана и сильным ветрам с Охотского моря. Здесь расположены интразональные геокомплексы – болотно-луговые ассоциации и кустарниковые группировки, находящиеся на сниженных позициях по сравнению с вертикальной поясностью. На склонах влк. Баранского широко развиты камениберезняки, местами встречаются разреженные лиственничники. На побережье в окрестностях пос. Курильск находится дубовый лес, который рассматривается как реликт оптимума голоцена [8], широколиственные поднимаются на высоту не более 200–300 м. Палеозеро на плато существовало длительное время и прошло несколько этапов развития, включая стадии обводнения и активного заболачивания, которые контролировались, в первую очередь, изменением количества атмосферных осадков.

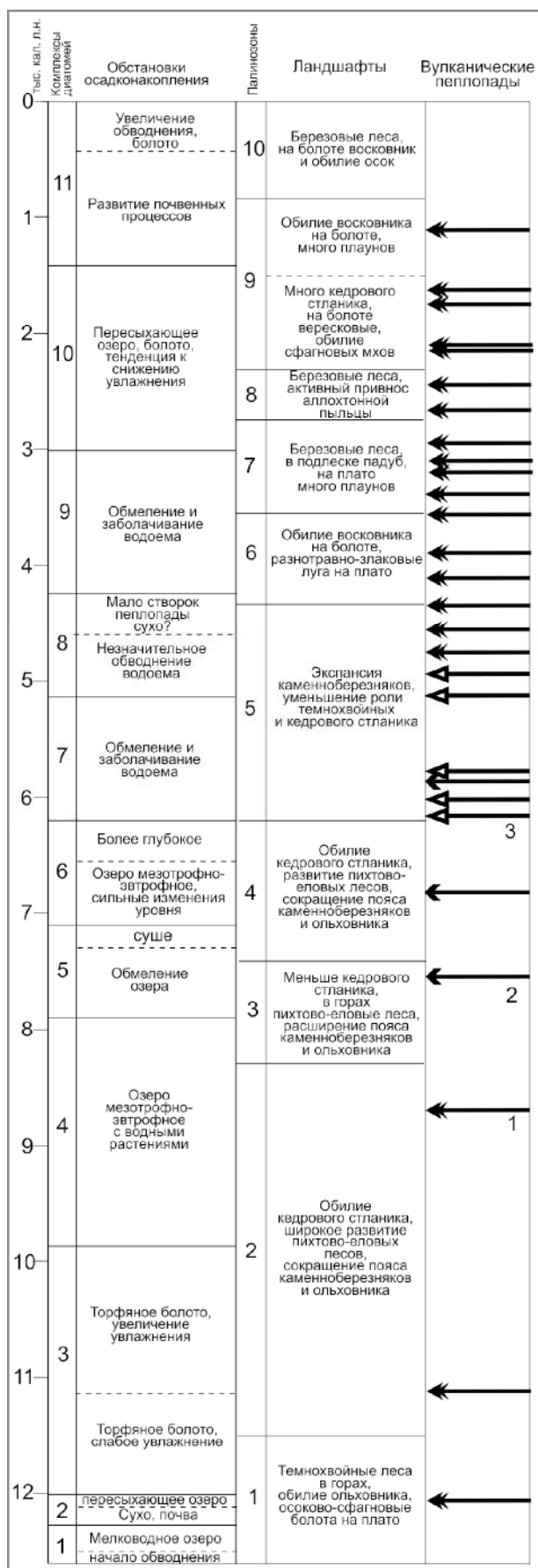
*Позднеледниковье.* Палеозеро возникло в восточной части плато в позднем дриасе (около 12 360 кал. л.н.). Возможно, на начальном этапе в его образовании играли роль термокарстовые процессы. Можно предположить, что в это время на плато возникло несколько водоемов, на месте которых в настоящее время расположены небольшие заболоченные участки. Наиболее крупный болотный массив с озером Гнилое, вероятно, является реликтом, существующим с конца позднего плейстоцена. Единого крупного озера не было, так как перепад высот между изученным палеозером и оз. Гнилое составляет 20 м. В горной части Итурупа в это время были холодные условия, о чем свидетельствует высокое содержание арктобореальных видов диатомей (17 %).

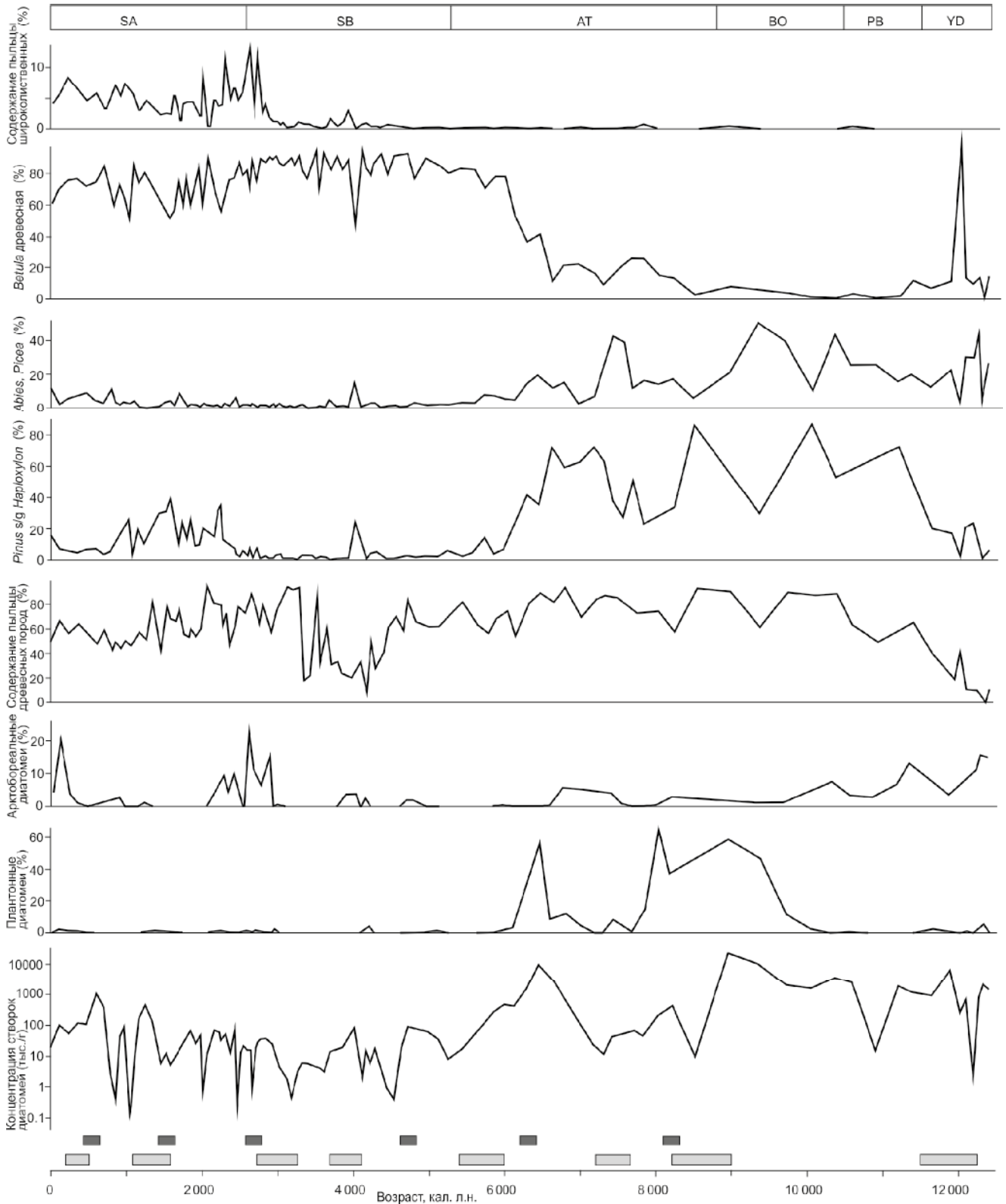
Данные диатомового анализа показывают, что в позднем дриасе увлажненность существенно менялась. Первая фаза обводнения палеозера (12 360–12 250 кал. л.н.), когда началось органогенное осадконакопление, вероятно, отвечала незначительному потеплению.

**Рис. 5.** Развитие природной среды горной части Центрального Итурупа в позднеледниковье–голоцене – смена обстановок осадконакопления, этапы развития ландшафтов и хронология вулканических пеплопадов в районе плато.

Хронология вулканических пеплопадов:

1 – по данным датирования разреза отложений палеозера 1/19; 2 – по данным датирования этого разреза при первичном описании [3]; 3 – по данным датирования торфяника у подножья влк. Баранского [40].





**Рис. 6.** Запись изменения экологической обстановки в палеозере и отдельных компонентов горных ландшафтов и сопоставление с хронологией холодных событий в регионе в голоцене и в позднем дриасе, выделенных по материалу ледового разнosa в Охотском море (светло-серые поля) [14], и с глобальными холодными событиями в голоцене (черные поля) [11]. Границы климатических периодов голоцена приведены по [18].

Сигналом повышения увлажнения в палиноспектрах может быть появление пыльцы ивы, рост содержания пыльцы осок, появление пыльцы росянки, а свидетельством потеплений – увеличение количества пыльцы пихты.

Условия сменились 12 250–12 000 кал. л.н., когда озеро существенно обмелело и периодически, в сухие сезоны, высыхало вплоть до развития почвенных процессов. Особенно сухо было 12 250–12 150 кал. л.н. – озеро полностью пересохло. В палиноспектрах стало больше пыльцы ольховника, кровохлебки и спор плаунов. Эта стадия отвечает холодному эпизоду. Появление диатомей-гидрофилов говорит о развитии неравномерного увлажнения и периодическом обводнении болота около 12 150–12 000 кал. л.н. Среди локальной растительности вновь увеличивается роль осок, в лесных массивах – пихты. Сухо было и в конце позднего дриаса (с 12 000 кал. л.н.), когда на месте озера развивалось торфяное болото, снизились скорости торфообразования. Среди диатомей преобладали ацидофилы. Колебания содержания арктобореальных диатомей указывает на неустойчивость температур.

В позднем дриасе (12 360–11 470 кал. л.н.) в горной части Итурупа были распространены открытые ландшафты, на плато – осоково-сфагновые болота с кустарниковой березой, а в речных долинах и на склонах обильно рос ольховник. Вероятно, были сильные ветры. В горной части в защищенных урочищах росли темнохвойные леса с участием пихты и ели и обилием ипритки в подлеске. Как и на сухопутном мосту на юге Курил [42], на о. Итуруп была широко представлена ель Глена, роль которой увеличилась около 12 290–12 250 кал. л.н. Пояс каменистых берегов занимал небольшие площади. Активное поступление пыльцы берез (до 97.5 %) зафиксировано в прослое вулканического пепла в инт. 152–152.5 см. Можно предположить, что извержение проходило весной–начале лета, когда цветет каменная береза [7]. На слое тефры в качестве пионеров начали развиваться злаки. Кедровый стланик имел ограниченное распространение, вероятно, был незначительный снежный покров. Развитию этого вида благоприятствует глубокий снежный покров, поэтому он рассматривается как индикатор снегопадов [19, 26].

В отличие от Кунашира и Малых Курил [42] похолодание позднего дриаса на Итурупе было более выражено, возможно, за счет охлаждающего влияния Охотского моря, ледовитость которого была высокой, летнее таяние льда сокращалось [10, 24]. Если на Кунашире в начале позднего дриаса выделяется влажная фаза с обильными снегопадами, на Итурупе зимы были более сухими. Около 12 150 кал. л.н. в районе плато увеличилась роль ольховника. Этот рубеж совпадает с нижней границей второй фазы позднего дри-

аса, выделенной на Кунашире и Японских островах [42, 45]. Для этого времени было характерно усиление ветрового стресса и высокая турбулентность. В зимнее время преобладали северные и северо-западные ветры, переносящие сухие и холодные воздушные массы. Наблюдалось дальнейшее снижение интенсивности летнего муссона и уменьшение летних осадков, летний циклогенез не был интенсивным [45].

Климатическая динамика в позднем дриасе характеризуется синхронными сдвигами, которые были выделены по записям палеоархивов разных районов мира [22, 34]. Фазы увеличения увлажнения, зафиксированные на о. Итуруп, совпадают с кратковременными теплыми эпизодами внутри глобального похолодания.

Рубеж плейстоцена-голоцена на о. Итуруп датируется около 11 470 кал. л.н., что близко к данным, полученным по глубоководным отложениям Охотского моря (11 400 кал. л.н.) [24] и для Японских островов, где это событие датируется около 11 590 кал. л.н. по палеоархиву оз. Субетсу [45]. Окончание позднего дриаса для многих регионов мира выделяется около 11 700–11 600 кал. л.н. [22, 34].

*Ранний-средний голоцен.* В начале голоцена на о. Итуруп увеличилась роль древесной растительности. В раннем голоцене доля пыльцы древесных пород возросла и в глубоководных отложениях Охотского моря, что говорит об улучшении климата и региональном сдвиге растительных зон [24]. На о. Итуруп на плато и в его обрамлении стали развиты заросли кедрового стланика, что свидетельствует о сильных снегопадах и устойчивом снежном покрове. В горах отмечен расцвет пихтово-еловых лесов с папоротниковым покровом, в бореале (10 600–9 200 кал. л.н.) – с обилием пихты. На плато широкое развитие получили влажные луга разнообразного состава (кровохлебка, сложноцветные, лилейные, горцы, лютиковые и др.). На месте палеоозера продолжало развиваться торфяное болото. Состав диатомей указывает на прогрессирующее потепление климата и увеличение обводнения около 11 120–9 890 кал. л.н.

Наибольшую глубину мезотрофно-эвтрофное озеро с водной растительностью имело около 9 890–7900 кал. л.н., в это время в озере было много планктонных видов диатомей и обрастателей, увеличилась продуктивность диатомовых водорослей. Величина pH была близка нейтральной – преобладали цикрумнейтральные виды диатомей. После выпадения вулканического пепла около 8 730 кал. л.н. есть признаки роста минерализации воды. Начало стадии совпадает со среднебореальным потеплением, конец – с похолоданием на границе раннего-среднего голоцена (9 300–8 800 кал. л.н.) и началом среднего голоцена [15,

18]. В отложениях начали встречаться растворенные створки диатомей, причем створки донных видов и обрастаний были наиболее подвержены растворению. Особенно сильно это явление наблюдается на дне водоемов, где происходит накопление Са и SiO<sub>2</sub> [6].

Обмеление озера и развитие на плато осоковых сообществ с кустарниковой березой, по-видимому, произошло в похолодание около 7 900–7 120 кал. л.н. Близкое по возрасту холодное событие выделено при изучении материала ледового разноса в глубоководных отложениях Охотского моря [24]. Особенно сухо в горной части Итурупа было 7 380–7 120 кал. л.н. На близлежащем обрамлении вокруг плато около 8 290–7 380 кал. л.н. уменьшились площади, занятые кедровым стлаником, стали более развиты заросли ольховника и березовые леса. В указанном интервале в северном полушарии выделяется потепление [47]. Похолодание на плато и вокруг него, вероятно, было обусловлено локальными причинами. Около 7 640–7 380 кал. л.н. расширились площади, занятые темнохвойными лесами. Увеличение роли берез и уменьшение участия кедрового стланика отмечено в растительности в обрамлении зал. Касатка [32]. Этот временной интервал плохо изучен на Курилах. Возможно, похолодание имело локальный характер и было связано с активизацией холодного течения Оясио или сдвигом теплого течения Соя, сопряженного с системой течений Куроисио в Японском море [28]. Примерно с этого времени началось иссушение покровных торфяников Малых Курил [14]. Увеличение доли аллохтонной пыли широколиственных, перенесенной с юга, свидетельствует об усилении циклонической активности в регионе.

Около 7 120–6 200 кал. л.н. палеозеро имело неустойчивый режим и характеризовалось значительными колебаниями уровня. Продуктивность диатомовых водорослей была высокой. Этот интервал на Южных Курилах выделяется как оптимум голоцена [8]. Эффект потепления мог усиливаться влиянием течения Соя, которое 7 240–6 500 кал. л.н. было более интенсивным [27]. Теплые условия были и в горном мелководном палеозере, его уровень мог снижаться за счет высокого эффективного испарения. Более сухие условия отмечены и для района Куйбышевского перешейка (7 200–6 100 кал. л.н.) [32]. На плато стали распространены злаки, на болотистых участках – кровохлебка. Глубина водоема несколько увеличилась около 6 530–6 200 кал. л.н., в озере стал активно развиваться планктон. В оптимум голоцена в горной части Итурупа был широко распространен кедровый стланик, по-видимому, за счет интенсивных снегопадов – усиливалась активность зимних

циклонов. На побережье Центрального Итурупа были распространены широколиственные и березово-широколиственные леса [8, 12, 32, 36]. Широколиственные могли подниматься только до краевых частей плато [8]. В озерах на побережье зал. Касатка около 7 100–6 000 кал. л.н. отмечено повышение температуры воды, обмеление и усиление турбулентности за счет активизации ветров [32]. Возможно, с усилением ветровой активности связано и расширение зарослей ольховника в обрамлении оз. Лебединого 6 500–6 200 кал. л.н. [36].

На о. Шикотан в оптимум голоцена фиксируется сухой эпизод в развитии торфяника р. Горобец [16], иссушение покровных торфяников отмечено также на малых островах на юге Малой Курильской гряды [14]. Тепло и сухо было в это время на Японских островах [44].

Снижение уровня озера спровоцировало активное заболачивание (6 200–5 170 кал. л.н.), особенно маловодным был период около 5 540–5 170 кал. л.н., шло быстрое растворение створок диатомей. В более холодных условиях (5 670–5 070 кал. л.н.) вокруг палеозера на плато о. Итуруп большее развитие получили сфагновые мхи. Похолодание на Итурупе могло быть усилено кратковременным ослаблением теплого течения [28]. Для центральной части Охотского моря похолодание выделяется около 6 000–5 400 кал. л.н. [24], хотя 5 900–4 550 кал. л.н. в южной части условия были теплыми [27]. На юге Курил похолодание, сопровождавшееся иссушением, проявилось около 5 500–5 100 кал. л.н. [35].

С 6 200 кал. л.н. в горной части Итурупа произошла экспансия березовых лесов. На побережье распространение березы фиксируется около 6 100 кал. л.н. [32]. Одной из причин развития каменноберезняков могли быть частые извержения вулканов (рис. 5), пеплопады которых запечатлены в разрезе палеозера [3]. В результате частых пеплопадов, вероятно, резко сокращались площади темнохвойных лесов. В поясе березняков в подлеске было много бересклета, который мог расти и на вулканических шлаковых осыпях [1], встречался падуб, в покрове были распространены папоротники. В качестве пионерной растительности на пеплах развивались злаки. С этого времени каменноберезняки стали наиболее устойчивой лесной формацией на большей части Итурупа.

*Поздний голоцен.* Незначительное повышение обводненности водоема около 5 170–4 240 кал. л.н., по-видимому, связано с увеличением количества атмосферных осадков. Возросли скорости осадкообразования. Обводнение плато могло повышаться за счет активного поступления мороси с тихоокеанской стороны. Возможно, определенный вклад вносили

сильные тайфуны, активизация которых отмечалась на юге Японии 4 800–4 300 кал. л.н. [48], а на юге Сахалина около 4 640–4 360 кал. л.н. [42].

Обмеление и заболачивание водоема продолжалось 4 240–3 000 кал. л.н. Начало этой стадии совпадает с потеплением, хорошо проявленным на Южных Курилах [8, 16, 32, 35]. Условия были влажные, на низких уровнях рельефа активно шло торфообразование [16, 35]. В изученном палеозере скорости осадконакопления были максимальными. Повышение увлажнения отмечено на Малых Курилах [14]. Некоторые отличия в тенденциях развития озерно-болотных обстановок на разных уровнях рельефа могут объясняться разным увлажнением за счет близости моря. На побережье подъем уровня грунтовых вод был связан с трансгрессией [8, 27].

Заболачивание палеозера на плато могло идти более активно за счет саморазвития, определенную роль играло более высокое испарение. В обрамлении озера 4 320–3 540 кал. л.н. большое развитие получили луговые злаково-разнотравные сообщества богатого видового состава, было много восковника пушистого. В палиноспектрах отмечено обилие спор папоротников, что характерно для отложений мелководных озер независимо от доминирующих растительных ассоциаций по обрамлению. Это объясняется избирательным водным переносом спор Polypodiaceae и накоплением их в небольших понижениях [37]. Увеличение количества аллохтонной пыльцы (*Carpinus*, *Corylus*), принесенной с юга, является косвенным свидетельством усиления циклонической активности. Период активизации тайфунов около 4 030–3 580 кал. л.н. выделяется для Южного Сахалина [43]. Теплое течение Соя было более интенсивным 4 300–3 550 кал. л.н. [27].

Резкое увеличение активизации тайфунов на Японских островах происходило около 3 600–2 500 кал. л.н. [48]. Примерно в это время (3 540–2 750 кал. л.н.) на о. Итуруп зафиксирован интенсивный перенос аллохтонной пыльцы из южных районов и с низких элементов рельефа (*Carpinus*, *Corylus*, *Juglans*, *Ulmus*, *Quercus*), что также является признаком активизации циклонической деятельности и ветровой активности. Около 3 500 кал. л.н. началось похолодание, которое привело к расширению лиственничников на побережье зал. Касатка [32]. Похолодание было проявлено и на о. Уруп [41]. На акватории Охотского моря длительное похолодание началось около 3 300 кал. л.н. [24]. В это время отмечено снижение активности теплового течения [28].

Заболаченность плато с развитием осоковых сообществ увеличилась 3 050–3 000 кал. л.н. Около 3 000–1 400 кал. л.н. гидроклиматический режим палеозера был неустойчивым, что проявлялось в че-

редовании засушливых фаз, когда озеро почти полностью пересыхало и шло развитие почвенных процессов, и более влажных фаз, когда существовало болото с небольшими озерками. С 1 880 кал. л.н. снизились скорости торфонакопления. Возможно, определенную роль в осушении болота играли частые вулканические пеплопады. С выпадением маркирующего пепла Ten-vlk. Tenchozan [25] около 2 000 кал. л.н. связано изменение геохимической обстановки в сторону закисления и наблюдалась вспышка ацидофильного вида *Pinnularia appendiculata*.

Рост количества арктобореальных видов является свидетельством ярко выраженного похолодания около 2 870–2 570 кал. л.н., имевшего глобальный характер [47]. На юге Охотского моря похолодание было проявлено около 2 800–2 400 кал. л.н. [27]. На о. Уруп похолодание со снижением увлажнения зафиксировано около 2 840–2 410 кал. л.н. [41]. На плато о. Итуруп на болоте в условиях иссушения стало много вересковых кустарников. В горах появилось больше открытых пространств. На более низких элементах рельефа в районе Курильска в это время (2 800–2 650 кал. л.н.) было отмечено снижение уровня оз. Лебединое, сократились площади широколиственных лесов, а вокруг озера стали развиты заросли ольхи [36]. Сильные ветры с моря и восходящие потоки приносили пыльцу широколиственных (*Quercus*, *Ulmus*, *Acer*, *Aralia*) с нижних уровней рельефа на плато. Также увеличилось количество аллохтонной пыльцы (*Cryptomeria*, *Carpinus*, *Corylus*, *Juglans*, *Tilia*), занесенной с южных островов и Японии. Более активный принос аллохтонной пыльцы отмечен и для Кунашира.

Около 2 280 кал. л.н. на плато вновь получил развитие кедровый стланик, стал более распространен можжевельник, на заболоченных участках в обилии росли сфагновые мхи и плауны, 1 830–1 730 кал. л.н. расширились участки разнотравно-злаковых лугов. Увеличилось количество зимних осадков. Это же было характерно для стадии поздней Дземон на Японских островах, когда среднегодовая температура была ниже современной на 2°C [44, 49]. Холодная фаза Кофун (1 700–1 220 кал. л.н.) [27, 44] на плато не была ярко проявлена, в отличие от низких уровней рельефа [8, 35, 39].

Последние 1400 кал. л.н. на плато было сухо, шло формирование болотных почв. Среди локальной растительности стало много осок, вересковых кустарников и восковника. Малый оптимум голоцена в горах был слабо проявлен. Площадь зарослей кедрового стланика сократилась около 830 кал. л.н. Примерно в это время стало больше участие лиственницы. Некоторое увеличение увлажнения в начале малого ледникового периода около 660–540 кал. л.н. вновь привело

к заболачиванию поверхности с развитием моховых болот. На побережье сократились площади, занятые реликтовыми дубняками, увеличилась роль кедрового стланика, в окрестностях оз. Лебединое стали распространены осоковые сообщества [36]. Малый ледниковый период на Южных Курилах был влажным, среднегодовая температура уменьшалась на 2°C [5], на Японских островах – на 1–2°C [44]. На юге Японии около 1 000–300 кал. л.н. выделяется период активизации тайфунов [48]. Активный циклогенез на Южных Курилах подтверждается постоянным присутствием в палиноспектрах аллохтонной пыльцы.

### ВЫВОДЫ

На основе комплексного изучения отложений палеозера впервые для горной части о. Итуруп восстановлено развитие природной среды, начиная с позднеледниковья (за последние 12 400 кал. л.). Развитие обстановок осадконакопления и ландшафтов контролировалось наряду с климатическими изменениями влиянием таких региональных факторов, как морские течения и вулканические пеплопады. На острове ярко проявилось похолодание позднего дриаса, структура которого хорошо совпадает с глобальными записями. Похолодание было более выражено, чем на юге Курил, за счет охлаждающего влияния Охотского моря, имевшего высокую ледовитость. В холодных влажных условиях с интенсивным ветровым режимом в горной части о. Итуруп были распространены открытые ландшафты, обильно рос ольховник, в защищенных урочищах – темнохвойные леса. На плато возник ряд озерных водоемов. Изученное палеозеро прошло 11 стадий, включая обводнения и заболачивания, которые контролировались, в первую очередь, изменением количества атмосферных осадков.

Рубеж плейстоцена-голоцена на о. Итуруп выделяется около 11 470 кал. л.н., что близко к глобальным и региональным данным. В начале голоцена при улучшении климата увеличилась роль древесной растительности. В условиях сильных снегопадов и устойчивого снежного покрова широкое распространение получил кедровый стланик. В раннем голоцене большее развитие получили и темнохвойные леса. Максимальную глубину мезотрофно-эвтрофное озеро имело около 9 890–7 900 кал. л.н. Обмеление и заболачивание озера и стадии обводнения хорошо связаны с климатической ритмикой в среднем-позднем голоцене. Как правило, фазы обводнения совпадают с теплыми периодами. Зафиксирован ряд холодных событий, проявление которых было усилено ослаблением теплого течения Соя.

Экспансия березовых лесов в центральной части о. Итуруп произошла около 6 200 кал. л.н., что связа-

но с активизацией вулканических извержений, в результате которых сократились площади, занятые темнохвойными лесами, менее устойчивыми к вулканическим пеплопадам. С этого времени каменнобережники стали наиболее устойчивой лесной формацией на большей части Итурупа. С рубежа 3 540–2 750 кал. л.н. на о. Итуруп зафиксирован интенсивный перенос аллохтонной пыльцы с юга Курил и Японских островов, а также с низких элементов рельефа в горную часть Итурупа, что является признаком активизации циклогенеза. Последние 1 400 кал. л.н. на плато шло формирование болотных почв. В малый ледниковый период увеличилось участие лиственницы в локальной растительности, площадь зарослей кедрового стланика сократилась. В последние 420 кал. л.н. на месте палеозера развивалось слабо увлажненное моховое болото. Современное потепление привело к дальнейшему осушению поверхности и развитию почвенных условий.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда, проект « 21-17-00049 (<https://rscf.ru/project/21-17-00049/>), руководитель – академик Евгений Ильич Гордеев. Авторы выражают благодарность А.В. Кораблеву за помощь в проведении полевых работ.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баркалов В.Ю. Флора Курильских островов. Владивосток: Дальнаука, 2009. 468 с.
2. Величко А.А. Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, 2012. 563 с.
3. Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Петров А.Ю. Частота пеплопадов в центральной части острова Итуруп (Южные Курильские острова) в голоцене: по данным радиоуглеродного датирования торфяника в районе озера Гнилое // Геология, география и глобальная энергия. 2018. № 4. С. 110–117.
4. Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Разжигаева Н.Г., Гурьянов И.Б. Кальдерообразующее извержение Львиной Пасти (о. Итуруп, Курильские острова) // Геодинамические процессы и природные катастрофы: Тезисы докладов конференции с международным участием (27–31 мая 2019 г.). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2019. С. 111.
5. Демежко Д.Ю., Соломина О.Н. Изменения температуры земной поверхности на о. Кунашир за последние 400 лет по геотермическим и древесно-кольцевым данным // Докл. АН. 2009. Т. 426, № 2. С. 240–243.
6. Диатомовый анализ. Л.: Госгеолитиздат. Кн. 1. 1949. 237 с.; Кн. 3. 1950. 398 с.
7. Еременко Н.А., Баркалов В.Ю. Сезонное развитие растений Курильских островов. Владивосток: Дальнаука, 2009. 266 с.
8. Короткий А.М., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Базарова В.Б., Сулержицкий Л.Д., Лутаенко К.А. Осадконакопление и палеоландшафты позднего плейстоцена-голоцена бассейна р. Курилки (о. Итуруп, Курильские острова) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 5. С. 61–77.
9. Лаврушин Ю.А. Актуальные направления исследований

- квартира в ближайшей перспективе (по материалам X всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, Москва, 25-29 сентября 2017 г.) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26, № 4. С. 144–148.
10. Лесков В.Ю., Горбаренко С.А. Реконструкция ледовых условий в Охотском море за последние 24000 лет на основании распределения материала ледового разноса // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 41–47.
  11. Ложкин А.В., Андерсон П.М., Минюк П.С., Пахомов А.Ю., Соломаткина Т.Б., Черепанова М.В. Первая озерная летопись изменений климата и растительности Северных Курил в голоцене // Докл. АН. 2010. Т. 430, № 4. С. 541–543.
  12. Лящевская М.С., Ганзей К.С. Развитие природной среды центральной части острова Итуруп в среднем – позднем голоцене (Курильские острова) // Вестн. КРАУНЦ. Сер. науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 35–45.
  13. Лящевская М.С., Гребенникова Т.А., Разжигаяева Н.Г., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Старикова А.А. Деграляция лесной растительности при изменении площади островной суши в голоцене (юг Малой Курильской гряды) // Изв. РАН. Сер. геогр. 2018. № 1. С. 52–62.
  14. Макарова Т.А., Гребенникова Т.А. Реконструкция изменений ландшафтов островов Малой Курильской гряды на основе состава диатомовой флоры позднелейстоцен-голоценовых торфяников // География и природ. ресурсы. 2015. № 2. С. 124–133.
  15. Новенко Е.Ю. Изменения растительности и климата в центральной и восточной Европе в позднем плейстоцене и голоцене в межледниковые и переходные этапы климатических макроциклов. М.: ГЕОС, 2016. 228 с.
  16. Разжигаяева Н.Г., Ганзей Л.А., Белянина Н.И., Гребенникова Т.А. Стратиграфия торфяника долины р. Горобец и развитие природной среды о. Шикотан (Малая Курильская гряда) в голоцен // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 82–98.
  17. Разжигаяева Н.Г., Ганзей Л.А., Белянина Н.И. Первые данные о развитии ландшафтов на юге Курильских островов на рубеже плейстоцена-голоцена // Докл. АН, 2010. Т. 430, № 1. 108–113.
  18. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 192 с.
  19. Anderson P.M., Lozhkin A.V., Solomatkina T.B., Brown T.A. Paleoclimatic implications of glacial and postglacial refugia for *Pinus pumila* in Western Beringia // Quat. Res. 2010. V. 73. P. 269–276.
  20. Anderson P.M., Minyuk P.S., Lozhkin A.V., Cherepanova M.V., Borkhodoev V., Finney B.A. Multiproxy record of Holocene environmental changes from the northern Kuril Islands (Russian Far East) // J. Paleolimnol. 2015. V. 54. P. 379–393.
  21. Blaauw M., Christen, J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian Analysis. 2011. V. 6. P. 457–474.
  22. Cheng H., Zhang H., Spötl Ch. et al. Timing and structure of the Younger Dryas event and its underlying climate dynamics // PNAS. 2020. V. 117, N 38. P. 23408–23417.
  23. Fazlutdinova A., Gabidullin Y., Allaguvatova R., Gaysina L. Diatoms in Kamchatka's Hot Spring Soil // Diversity. 2020. V. 12, N 435. P. 1–16.
  24. Gorbarenko S.A., Artemova A.V., Goldberg E.L., Vasilenko Yu.P. The response of the Okhotsk Sea environment to the orbital-millennium global climate changes during the Last Glacial Maximum, deglaciation and Holocene // Global and Planetary Changes. 2014. V. 116. P. 76–90.
  25. Goto Y. A fallout tephra from Tenchozan volcano, Shiretoko Peninsula, Hokkaido, Japan. // Bull. Volcanol. Soc. Japan. 2011. V. 56. P. 137–145.
  26. Heusser C.J., Igarashi Y. Quaternary migration pattern of *Selaginella selaginoides* in the North Pacific // Arctic and Alpine Res. 1994. V. 26, N 2. P. 187–192.
  27. Kawahata H., Ohshima H., Shimada C., Oba T. Terrestrial oceanic environmental change in the southern Okhotsk Sea during the Holocene // Quat. Int. 2003. V. 108. P. 67–76.
  28. Koizumi I. Holocene pulses of diatom growths in the warm Tsushima Current in the Japan Sea // Diatom Res. 1989. V. 4. P. 55–68.
  29. Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae // Jena: VEB Gustav Fischer Verlag. Teil 1. Naviculaceae. 1986. 876 p.
  30. Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae // Jena: VEB Gustav Fischer Verlag. Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. 1991. 576 p.
  31. Krammer K. *Pinnularia*, eine Monographie der europäischen Taxa // Bibliotheca Diatomologica. 1992. V. 26. P. 35.
  32. Lozhkin A., Minyuk P., Cherepanova M., Anderson P., Finney B. Holocene environments of central Iturup Island, southern Kuril archipelago, Russian Far East // Quat. Res. 2017. V. 88. P. 23–38.
  33. Lozhkin A.V., Cherepanova M.V., Anderson P., Minyuk, P., Finney B., Pakhomov A., Brown T., Korzun Ju., Tsigankova V. Late Holocene history of Tokotan Lake (Kurile Archipelago, Russian Far East): the use of lacustrine records for paleoclimatic reconstructions from geologically dynamic settings // Quat. Int. 2020. V. 553. P. 104–117.
  34. Mangerud J., The discovery of the Younger Dryas, and comments on the current meaning and usage of the term // Boreas. 2020. V. 50, N 1. P. 1–5.
  35. Nazarova L., Grebennikova T.A., Razjigayeva N.G., Ganzey L.A., Belyanina N.I., Arslanov Kh.A., Kaistrenko V.M., Gorbunov A.O., Kharlamov A.A., Rudaya N., Palagushkina O., Biskaborn B.K., Diekmann B. Reconstruction of Holocene environmental changes in Southern Kurils (North-Western Pacific) based on palaeolake sediment proxies from Shikotan Island // Global and Plan. Change. 2017. V. 159. P. 25–36.
  36. Nazarova L., Razjigayeva N.G., Ganzey L.A., Makarova T.R., Lyashevskaya M.S., Biskaborn B., Diekmann B. Development of the environment of the Iturup Island (Kurils, North Western Pacific) in Middle to Late Holocene // Quat. Int. 2021. (in press).
  37. Ncsje A., Aa A.R., Kvarnme M., Sønstegeard E. A record of late Holocene avalanche activity in Frudalen, Sogndalsdalen, western Norway // Norsk Geologisk Tidsskrift. 1994. V. 74. P. 71–76.
  38. Ramsey B. C. Methods for summarizing radiocarbon datasets // Radiocarbon. 2017. V. 59, N 2. P. 1809–1833.
  39. Razjigayeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Belyanina N.I., Mokhova L.M., Arslanov Kh.A., Chernov S.B. Holocene climatic changes and vegetation development in the Kuril Islands // Quat. Int. 2013. V. 290–291. P. 126–138.
  40. Razzhigayeva N.G., Matsumoto A., Nakagawa M. Age, source, and distribution of Holocene tephra in the southern Kurile Islands: Evaluation of Holocene eruptive activities in the south-

- ern Kurile Arc // *Quat. Int.* 2016. V. 397. P. 63–78.
41. Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Belyanina N.I., Ganzei K.S., Kaistrenko V.M., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Rybin A.V. Multiproxy record of late Holocene climatic changes and natural hazards from paleolake deposits of 1051 Urup Island (Kuril Islands) // *J. Asian Earth Sci.* 2019. V. 181. P. 103916.
  42. Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Nazarova L.B., Mokhova L.M., Belyanina N.I., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Petrov A.Yu., Zazovskaya E.P. Small paleolakes of the Southern Kurils as Holocene environmental archives // *Limnology and Freshwater Biology*. 2020. N 4. P. 595–596.
  43. Razjigaeva N.G., Grebennikova T.A., Ganzey L.A., Ponomarev V.I., Gorbunov A.O., Klimin M.A., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Petrov A.Yu. Recurrence of extreme floods in south Sakhalin Island as evidence of paleo-typhoon variability in North-Western Pacific since 6.6 ka BP // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 2020. V. 556, N 3. P. 109901.
  44. Sakaguchi Y. Some pollen records from Hokkaido and Sakhalin // *Bull. Dep. Geogr. Univ. Tokyo*. 1983 V. 21. P. 1–17.
  45. Schlolaut G., Brauer A., Nakagawa T., Lamb H.F., Tyler J.J., Staff R.A., Marshall M.H., Ramsey B.C., Bryant C.L., Tarasov P.E. Evidence for a bi-portion of the Younger Dryas Stadial in Eastern Asia associated with inversed climate characteristics compared to Europe // *Sci. Report.* 2017. V. 7. P. 44983.
  46. Van Dam, H., Mertens, A., Sinkeldam, J. A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from The Netherland // *Netherlands J. Aquatic Ecol.* 1994. V. 28. P. 117–133.
  47. Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S.P., Jetel M. Structure and origin of Holocene cold events // *Quat. Sci. Rev.* 2011. V. 30. P. 3109–3123.
  48. Woodruff J.D., Donnelly J.P., Okusu A. Exploring typhoon variability over the mid-to-late Holocene: evidence of extreme coastal flooding from Kamikoshiki, Japan // *Quat. Sci. Rev.* 2009. V. 29. P. 1774–1785.
  49. Yasuda Y. Climatic changes and the development of Jomon culture in Japan // *Nature and humankind in the age of environmental crisis: Proc. VIth Intern. Symposium at the Intern. Res. Centre for Japanese Studies.* 1995. P. 57–77.
  50. You Q., Liu Y., Wang Y., Wang Q. Taxonomy and distribution of diatoms in the genera *Epithemia* and *Rhopalodia* from the Xinjiang Uygur Autonomous Region, China // *Nova Hedwigia*. V. 89, N 3-4. P. 397–430.

*Рекомендована к печати*  
после доработки 2021 г.  
принята к печати 2021 г.

***N.G. Razjigaeva, L.A. Ganzey, T.A. Grebennikova, L. M. Mokhova, A.V. Degterev, A.K. Ezhkin,  
A.V. Rybin, Kh.A. Arslanov, F.E. Maksimov, A.Yu. Petrov***

### **Records of environmental changes in lacustrine-swamp sequences within mountain area of the Iturup Island since the Late Glacial**

We received a unique material on the natural environment development for the last 12400 cal. yr. BP in the central part of Iturup Island. The high-resolution paleoreconstructions were based on multi-proxy study of the paleolake sediments found on the plateau (height 400-420 m) located northwest of the Baransky Volcano. For the first time, a record of paleogeographic events was obtained for the Late Glacial and the early Holocene. The age model is based on 9 radiocarbon dates. Diatom analysis allowed us to distinguish 11 stages of lake-swamp evolution. The paleolake reached its maximum depth at ~9890-7900 cal. yr. BP and became extinct at 1400 cal. yr. BP. The stages of vegetation development and the factors determining the change of landscapes have been restored. The Younger Dryas cooling recorded in Iturup was characterized by humidity changes. The role of forest vegetation abruptly increased at the Pleistocene-Holocene boundary of ~11470 cal. yr. BP) under warmer climatic conditions. Distribution of shrub pine as an indicator of stable snow cover was analyzed. Dark-coniferous forests existed in the mountainous part of the island since the Late Glacial and were most widely developed in the early Holocene. The onset of birch forest expansion at 6200 cal. yr. BP was associated with the intensification of volcanic activity and frequent ash falls. A number of cold events were identified, whose manifestations were enhanced by the weakening of the Soya warm current. The intensive transfer of allochthonous pollen from the southern Kuril Islands and the Japanese Islands at 3540 cal. yr. BP is a sign of cyclogenesis intensification in the Kuril Islands. Manifestations of the Holocene climatic rhythms in the landscape development of the Iturup mountainous part, as well as the influence of warm and cold currents and other regional factors, were analyzed.

**Key words:** Younger Dryas, Holocene, climate changes, cold events, high-resolution reconstructions, radiocarbon dating, effects of volcanic ash falls, Kuril Islands