

**РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ**

УДК 552.5:552.3(571.5)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2026.1.7>

EDN: NGEJIS

**1. Контрастные литологические переходы от водно-ледниковых отложений плейстоцена к полигенетическим отложениям голоцена на берегу Балтики и в Южно-Байкальской впадине**С.В. Рассказов<sup>1,2</sup><sup>1</sup>*Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia*<sup>2</sup>*Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

**Аннотация.** Приводится характеристика разреза контрастных отложений плейстоцена и голоцена, обнаженных на балтийском берегу Куршской косы в Калининградской области России. В нижней (плейстоценовой) части разреза находятся водно-ледниковые зеленые «мусорные» карбонатно-глинистые алевриты. Выше залегают алевриты, пески и песчаники с линзами торфа. Разрез венчается дюнными песками. Смена водно-ледниковых отложений обломочными отложениями с линзами торфа коррелируется с начальным (раннеголоценовым, 11–8 тыс. кал. л.н.) этапом образования Балтийского моря после стаивания ледового покрова Фенноскандинавского щита и среднеголоценовым (8.0–5.7 тыс. кал. л.н.) термальным максимумом. Выход на слой кварцевого песка обозначает переход к относительному похолоданию позднего голоцена. В донных отложениях южной впадины оз. Байкал и его береговых обнажениях также имеются контрастные литологические переходы от водно-ледниковых слоев к слоям полигенетического голоценового осадочного комплекса. По сравнению с материалом осадочных пород оз. Байкал, Тункинской долины и Восточных Саян, осадочный материал плейстоцена и голоцена Куршской косы имеет меньшую степень выветривания (обогащен кварцем). Такое различие может отражать суровые условия нивального литогенеза, обеспечившие плейстоценовую мерзлотную подготовку пылеватого обломочного материала к голоценовому осадконакоплению на Балтике, и менее суровые условия на юге Сибири.

**Keywords:** *Балтийское море, озеро Байкал, плейстоцен, голоцен, оледенение, пост-ледниковье, осадочные отложения*

**Contrasting Lithological Transitions from Pleistocene Fluvioglacial to Holocene Polygenetic Sediments on the Baltic Coast and in the South Baikal Basin**S.V. Rasskazov<sup>1,2</sup><sup>1</sup>*Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia*<sup>2</sup>*Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

Статья получена: 25.03.2026; исправлена: 26.03.2026; принята: 27.03.2026.

ДЛЯ ЦИТИРОВАНИЯ: Рассказов С.В. Контрастные литологические переходы от водно-ледниковых отложений плейстоцена к полигенетическим отложениям голоцена на берегу Балтики и в Южно-Байкальской впадине // Геология и окружающая среда. 2026. Т. 6, № 1. С. 7–31. DOI 10.26516/2541-9641.2026.1.7. EDN: NGEJIS

Article received: 25.03.2026; corrected: 26.03.2026; accepted: 27.03.2026.

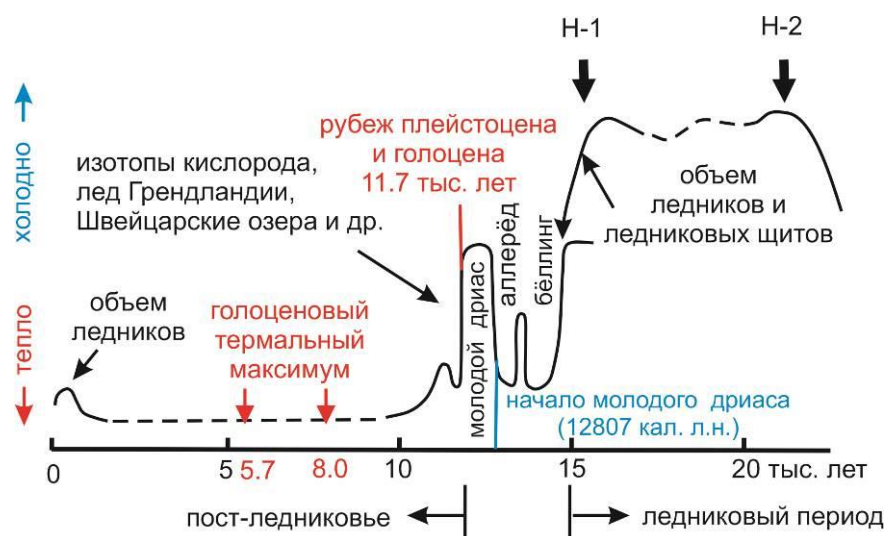
FOR CITATION: Rasskazov S.V. Contrasting lithological transitions from Pleistocene fluviglacial to Holocene polygenetic sediments on the Baltic Coast and in the South Baikal Basin // Geology and Environment. 2026. Vol. 6, No. 1. P. 7–31. DOI 10.26516/2541-9641.2026.6.1.7. EDN: NGEJIS

**Abstract.** A section of contrasting Pleistocene and Holocene sediments exposed on the Baltic coast of the Curonian Spit in the Kaliningrad region of Russia is described. The lower (Pleistocene) part of the section contains fluvioglacial green "garbage" carbonate-clayey silts. Above lie silts, sands, and sandstones with peat lenses. The section is crowned by dune sands. The change from fluvioglacial clays by clastic deposits with peat lenses correlates with the initial (Early Holocene, 11–8 ka cal. BP) stage of the Baltic Sea formation after the melting of the Fennoscandian Shield ice sheet and the Middle Holocene (8.0–5.7 ka cal. BP) thermal maximum. The quartz sand layer means the transition to the relative cooling of the late Holocene. The bottom sediments of southern Lake Baikal and its coastal outcrops also exhibit contrasting lithological transitions from fluvioglacial layers to those of the poly-genetic Holocene sedimentary complex. Pleistocene and Holocene sedimentary material from the Curonian Spit has a lower degree of weathering (enriched with quartz) as compared to the one from Lake Baikal, the Tunka Valley, and Eastern Sayan Mountains. This difference may reflect the harsh conditions of nival lithogenesis, which ensured the Pleistocene permafrost preparation of detrital dusty material for Holocene sedimentation in the Baltic, and the less severe conditions in Southern Siberia.

**Keywords.** Baltic Sea, Lake Baikal, Pleistocene, Holocene, glaciation, post-glaciation, sediments

### Введение

Во временном интервале последних 20 тыс. лет происходили быстрые климатические изменения, обозначенные событиями тепла и холода в разных природных записях (рис. 1).



**Рис. 1.** События перехода от последнего ледникового периода к пост-ледниковью (межледниковью). Используются названия событий, выявленных в разрезах осадочных отложений Европы Н-1 и Н-2, первые Генриховские события, выраженные расширением разноса айсбергового материала в Северной Атлантике. Далее следуют теплые интервалы бёллинг и аллерёд (Bølling и Allerød) и холодный интервал молодой дриас (Younger Dryas). Рисунок из работы (McDuff, Heath, 2001) с уточнением интервалов бёллинг, аллерёд и молодой дриас (Borzenkova et al., 2015; van Geel, Sevink, 2025). Красными стрелками обозначается голоценовый термальный максимум 8.0–5.7 тыс. кал. л.н. (Новенко, 2020).

**Fig. 1.** Events marking the transition from the last glacial to the postglacial (interglacial). The names of events identified in the sedimentary sections of Europe H-1 and H-2, the first Heinrichian events, expressed by the expansion of iceberg material dispersal in the North Atlantic, are used. These are followed by the warm Bølling and Allerød intervals and the cold Younger Dryas one. The figure is from (McDuff and Heath, 2001) with correction of the Bølling, Allerød, and Younger Dryas intervals after (Borzenkova et al., 2015; van Geel and Sevink, 2025). The red arrows indicate the Holocene Thermal Maximum 8.0–5.7 thousand cal. years BP (Novenko, 2020).

Район Балтийского моря и Гренландии – территория стратотипов, выбранных для обозначения плейстоцен-голоценовой границы и более дробного деления голоцена. По

ледовым кернам Гренландии (GRIP, NGRIP и Dye-3) граница позднего дриаса–голоцена имеет возраст 11 653 ледниковых лет (Alley, 2000; Rasmussen et al., 2006; Walker et al., 2008, 2009, 2012, 2018). По ледовому керну NGRIP граница ратифицирована со значением возраста 11.7 тыс. лет (до 2000 г.) (Walker et al. 2008).

По результатам изучения пылицы, остатков насекомых и изотопным данным, полученных для континентальных отложений в районе Балтийского моря различаются три этапа климатической истории голоцена: 1) кратковременные холодные эпизоды, связанные с дегляциацией во время стабильного положительного температурного тренда (11–8 тыс. кал. л.н.); 2) теплый и стабильный климат с температурой воздуха на 1.0–3.5 °С выше современных значений (8.0–4.5 тыс. кал. л.н.) и 3) тенденция к снижению температуры с увеличением климатической неустойчивости (последние 5.0–4.5 тыс. календарных лет). Предполагаемые причины изменения климата района Балтийского моря – таяние Фенноскандинавского ледового покрова и изменение в орбитальном вращении Земли (Vorzenkova et al., 2015). Подобные основные этапы голоцена намечаются в Центральной и Восточной Европе: 1) этап быстрого потепления ранних фаз голоцена (11.7–8.0 тыс. кал. л.н.), 2) этап голоценового термального максимума (8.0–5.7 тыс. кал. л.н.) и 3) этап направленного похолодания второй половины голоцена (5.7 тыс. кал. л.н. – настоящее время) (Новенко, 2020).

Озеро Байкал сопоставимо по размерам и глубине с Балтийским морем. Также как в районе Балтики, на юге Сибири имели место быстрые палеоклиматические изменения. При смене климата от холодного (плейстоценового) к теплomu (голоценовому) в Сибири, наряду с однородными песками, в плейстоцене и голоцене накапливались осадочные отложения контрастного состава (плейстоценовые глины и лессы, голоценовые комплексы с линзами и прослоями торфа). В связи с этим представляет особый интерес

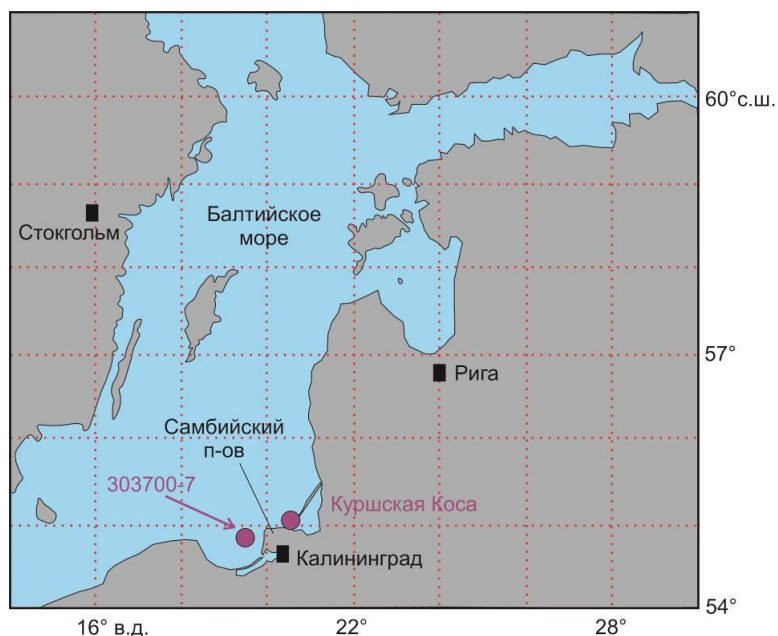
контрастные отложения плейстоцена и голоцена и на побережье Балтийского моря, которое образовалось в голоцене после таяния плейстоценового ледника мощностью 4 км.

Береговые обнажения Балтики наблюдались автором на Куршской косе в августе 2024 г. и в сентябре 2025 гг. В 2024 г. детали плейстоцен-голоценового перехода были хорошо экспонированы, но в 2025 г. прежние обнажения оказались существенно размытыми или перекрытыми песками береговых дюн. Море наступает, и в будущем существует вероятность полного размыва обнажений. Выполнена документация в значительной степени утраченного разреза берегового плейстоцен-голоценового литологического перехода. Между тем, этот разрез заслуживает особого внимания в связи с контрастной сменой состава обломочных отложений от полимиктового к олигомиктовому. Для литогеохимической характеристики пород определялись главные оксиды классическими химическими методами (Сизых, 1985).

Цель настоящей работы – охарактеризовать контрастный литологический переход от водно-ледниковых (плейстоценовых) отложений к пост-ледниковым (голоценовым) в разрезе Куршской косы в сопоставлении с разрезом донных отложений Балтики и прояснить значение контрастного плейстоцен-голоценового литологического перехода в отложениях дна и побережья Южного Байкала.

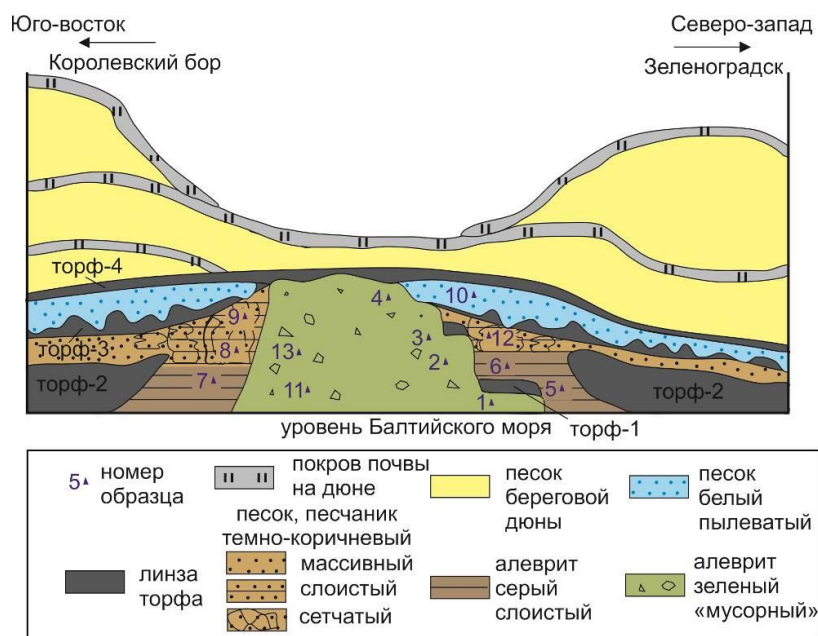
### ***Плейстоцен-голоценовый переход в береговом разрезе Балтики***

Плейстоцен-голоценовый переход реконструируется в береговом разрезе осадочных отложений начала Куршской косы. В основании разреза находится останец водно-ледникового «мусорного» алеврита. На поверхности размыва и по латерали останца залегают слои алевритов, песков и песчаников с линзами и прослоями торфа. Разрез венчают пески современных береговых дюн (рис. 2, 3).



**Рис. 2.** Местоположение обнажений литологического плейстоцен-голоценового перехода на берегу Балтийского моря, в начале Куршской косы (настоящая работа) и скважины 303700-7, вскрывающей осадочные отложения на дне Балтики северо-западнее Самбийского п-ова (Grigoriev et al., 2011).

**Fig. 2.** Location of outcrops of the lithological Pleistocene-Holocene transition on the coast of the Baltic Sea, at the beginning of the Curonian Spit (this work) and borehole 303700-7 that shows sedimentary deposits on the bottom of the Baltic northwest of the Sambian Peninsula (Grigoriev et al., 2011).



**Рис. 3.** Схематичный составной разрез последовательности осадочных отложений берега Балтики в начале Куршской косы. По вертикали видимая часть разреза не превышает 5 м, по горизонтали – прослеживается на 3–4 км.

**Fig. 3.** Schematic composite cross-section of the sedimentary sequence of the Baltic coast at the beginning of the Curonian Spit. The visible portion of the section that does not exceed 5 m vertically is traced horizontally for 3–4 km.

Останец зеленого «мусорного» алеврита находится в центральной части профиля наблюдений. Видимая мощность пород составляет не более 2 м. Влажная порода имеет

преимущественно темно-зеленую окраску, местами приобретает голубой цвет. При высыхании становится серой. В слое находятся одиночные обломки пород различного состава размером до 6 см, сочетающиеся с многочисленными более мелкими обломками пород.

В толще, залегающей на неровной поверхности размыва «мусорного» алеврита, различаются четыре горизонта торфа, перемежающиеся с обломочными отложениями (рис. 4–7). Линза торфа-1 мощностью 15–20 см лежит на слое зеленого «мусорного» алеврита. Линзы торфа-2, торфа-3 и торфа-4 перемежаются, соответственно, со слоями алеврита, песка и песчаника и пылеватого песка. Наиболее мощные линзы торфа-2 (мощность, по крайней мере, первые метры) прослеживаются по латерали останца «мусорного» алеврита. Выходы таких линз находятся на пляже и уходят под уровень Балтийского моря. В торфяных линзах наблюдаются пни деревьев

и многочисленные включения растительного детрита.

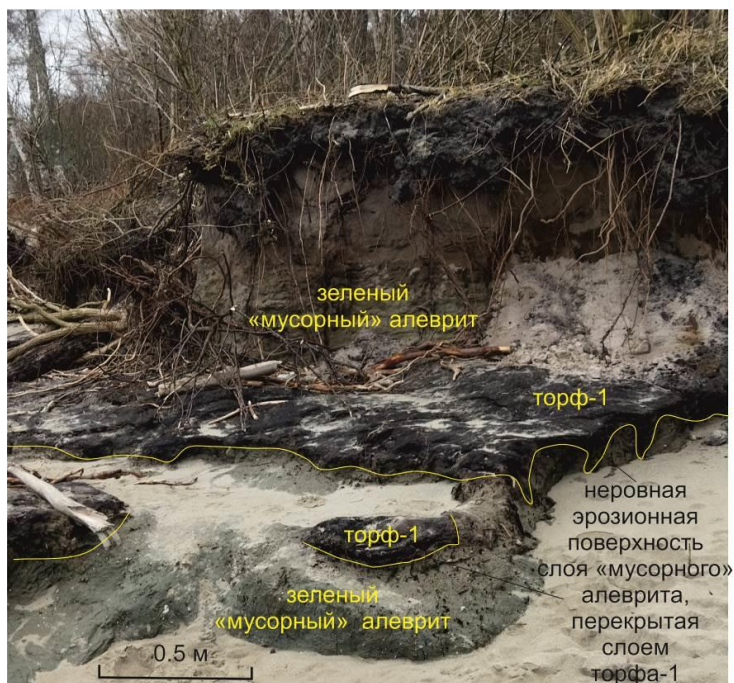
Алеврит, залегающий на слое «мусорного» алеврита или торфа-1, имеет в обнажении серый, желтоватый, местами охристый цвет. При высыхании породы цвет сохраняется. Вблизи останца зеленого «мусорного» алеврита серый алеврит имеет горизонтальную (местами косую) слоистость, а в удалении от него приобретает массивное сложение (см. рис. 3). Местами серый алеврит постепенно обогащается органическим материалом и выше по разрезу сменяется линзой торфа-2.

Стратиграфически выше торфа-2 и ниже торфа-3 залегают пачка песка и песчаника среднезернистого сложения и темно-коричневого цвета. При высыхании породы цвет сохраняется. Породы имеют массивное сложение, переходящее в отчетливо выраженную слоистость и сетчатость.



**Рис. 4.** Общий вид обнажения зеленого «мусорного» алеврита в береговом обнажении Куршской косы (а) и фрагмент обнажения с остроугольными обломками пород фундамента (б). Здесь и далее в качестве объекта сравнения используется мандарин размером 5 см.

**Fig. 4.** General view of an outcrop of green "garbage" silt in a coastal outcrop of the Curonian Spit (а) and a fragment of the outcrop with sharp-angled fragments of basement rocks (б). From here on, a 5-cm tangerine is used as a comparison object.



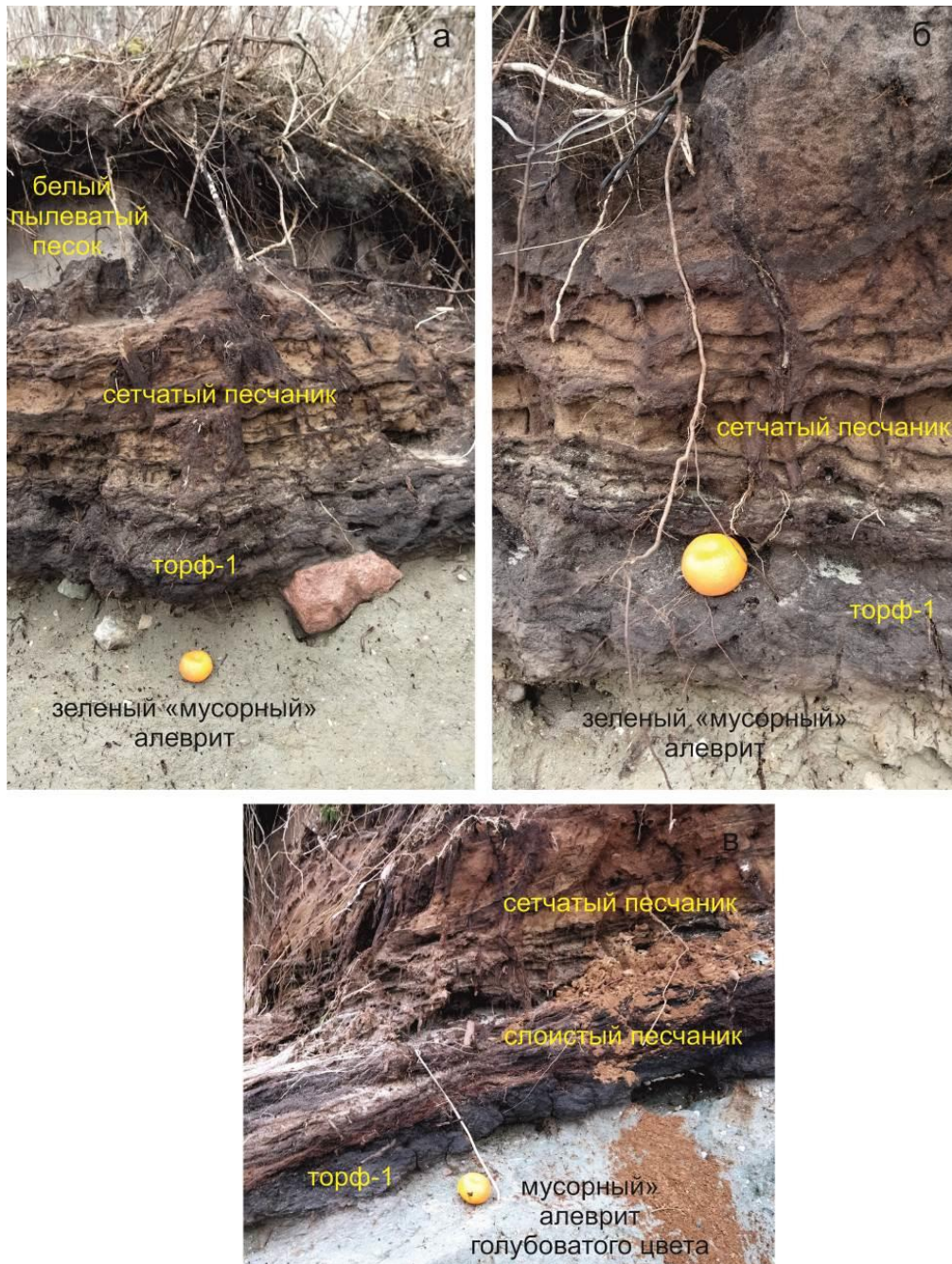
**Рис. 5.** Залегание слоя торфа, запечатлевшее морфоскульптуру расчлененной поверхности слоя зеленого «мусорного» алеврита. На размывтую поверхность торфа-1 ложится слой белого пылеватого песка (см. рис. 3).

**Fig. 5.** The peat layer's bedding, depicting the morphosculpture of the dissected surface of a layer of green "garbage" silt. A layer of white, dusty sand lies on the eroded surface of peat-1 (Fig. 3).



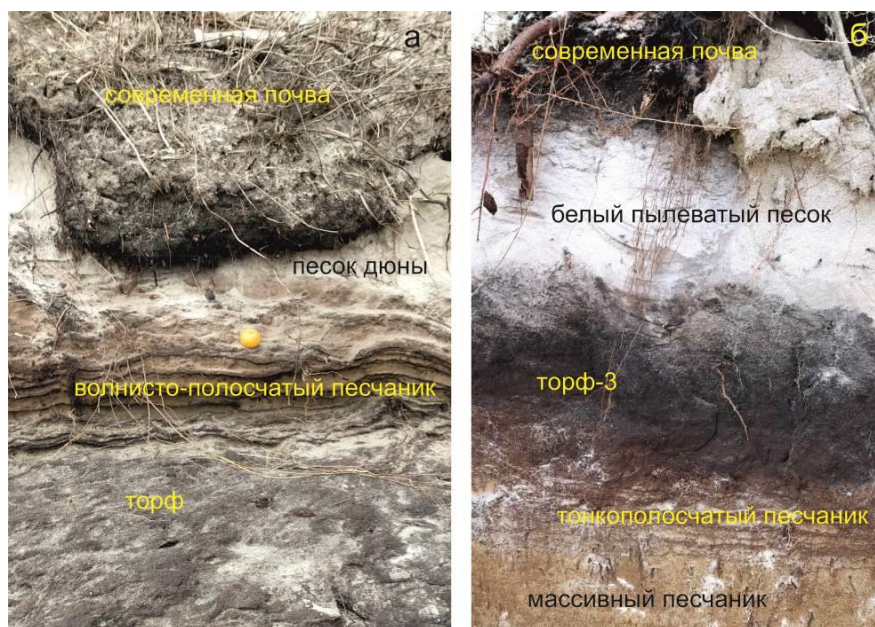
**Рис. 6.** Залегание слоя торфа на поверхности размыва «мусорного» зеленого алеврита. Поверхность прослеживается вдоль пляжа приблизительно на одном уровне. Также как на фотографии 6, на поверхности размыва находится торф-1.

**Fig. 6.** Occurrence of a peat layer on the surface of an eroded green silt. The surface is traced along the beach at approximately the same level. As in photo 6, peat-1 is located on the eroded surface.



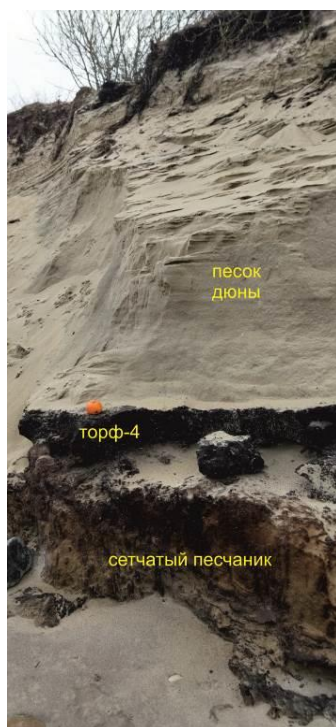
**Рис. 7.** Налегание на поверхность размыва зеленого и голубоватого «мусорного» алеврита торфа-1, перекрытого сетчатым крупнозернистым темно-коричневым песчаником (а, б), и такие же соотношения слоев с дополнительным прослоем полосчатого песчаника между торфом-1 и сетчатым песчаником (в).

**Fig. 7.** Overlying eroded surface of green and bluish “garbage” silt by peat-1, covered by a mesh-like coarse-grained dark-brown sandstone (a, б), and the same relationships of layers with an additional layer of banded sandstone between peat-1 and mesh-like sandstone (в).



**Рис. 8.** Переход снизу вверх по разрезу от слоя торфа-3 к волнисто-полосчатому песчанику (а) и переход от слоя массивного крупнозернистого песчаника через полосчатый песчаник к слою белого пылеватого песка (б). На фотографии б непосредственно на слое белого пылеватого песка лежит слой современной почвы.

**Fig. 8.** The transition from the peat layer-3 to the wavy-banded sandstone (a) and the transition from the massive coarse-grained sandstone layer through the banded sandstone to the white silty sand layer (b). In photograph b, a layer of modern soil lies directly on the white silty sand layer.



**Рис. 9.** Слой сетчатого песчаника, перекрытого смыкающимися слоями торфа-3 и торфа-4 без признаков прослоя белого пылеватого песка.

**Fig. 9.** A layer of mesh sandstone covered by adjoining layers of peat-3 and peat-4 without signs of a layer of white dusty sand.

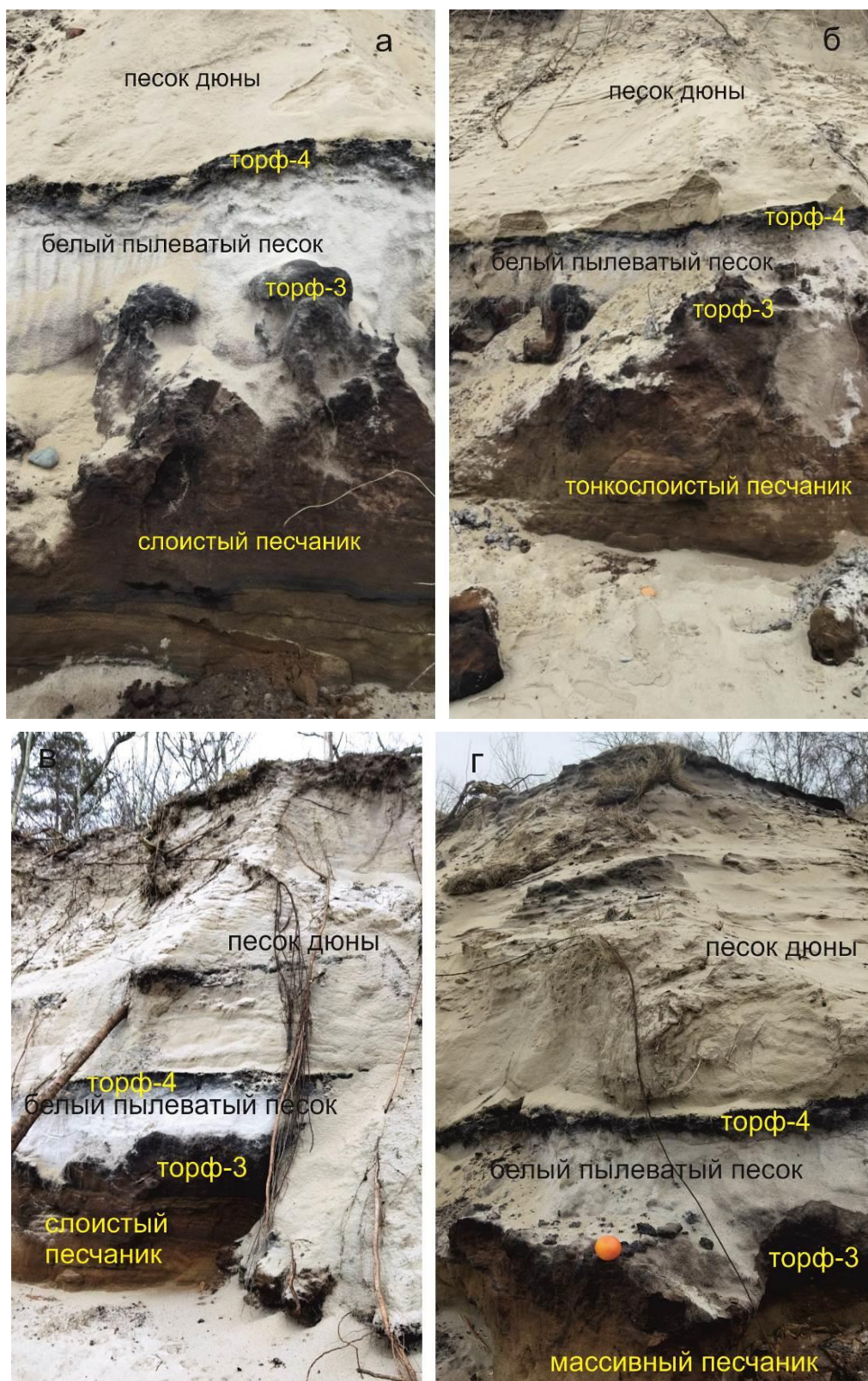
Слой белого пылеватого песка залегает выше торфа-3 и ниже торфа 4. Белый цвет имеет песок обнажения во влажном виде, при его высыхании проявляется светло-коричневая

окраска, подобная окраске песка дюн. Слой торфа-4 имеет выдержанную мощность 15–20 см (рис. 8). Торф-4 сопоставляется со слоями растительного детрита, распространенными в вышележащих отложениях дюн. Иногда слои торфа-3 и торфа-4 смыкаются между собой с выклиниванием белого песчаного слоя (рис. 9). Слой белого песка часто находится выше пачки темно-коричневого песчаника и песка, содержащего (или не содержащего) органический материал. В случае, если белый песок находится на слое торфа-3, между детритовым органическим материалом и белым песком образуется резкая граница с карманами, вдающимися в остаточный слой торфа-3 (рис. 10).



**Рис. 10.** Переход снизу вверх по разрезу от слоя слабослоистого (до массивного) крупнозернистого песчаника к слою торфа-2, почти полностью заполненному белым пылеватым песком (а) и переход от слоя массивного крупнозернистого песчаника к вышележащему слою белого пылеватого песка (б). На фотографии б непосредственно на слое белого пылеватого песка лежит слой современной почвы.

**Fig. 10.** The transition from the bottom to the top of the section from a layer of slightly stratified (to massive) coarse-grained sandstone to peat layer-2, almost completely filled with white silty sand (a) and the transition from the layer of massive coarse-grained sandstone to the overlying layer of white silty sand (b). In photograph b, a layer of modern soil lies directly on the layer of white silty sand.



**Рис. 11.** Неровная нижняя граница слоя белого пылеватого песка, перекрывающего слой торфа-3, который залегает на горизонтально-слоистом темно-коричневом песчанике (а-в) и на массивном песчанике такого же цвета (г).

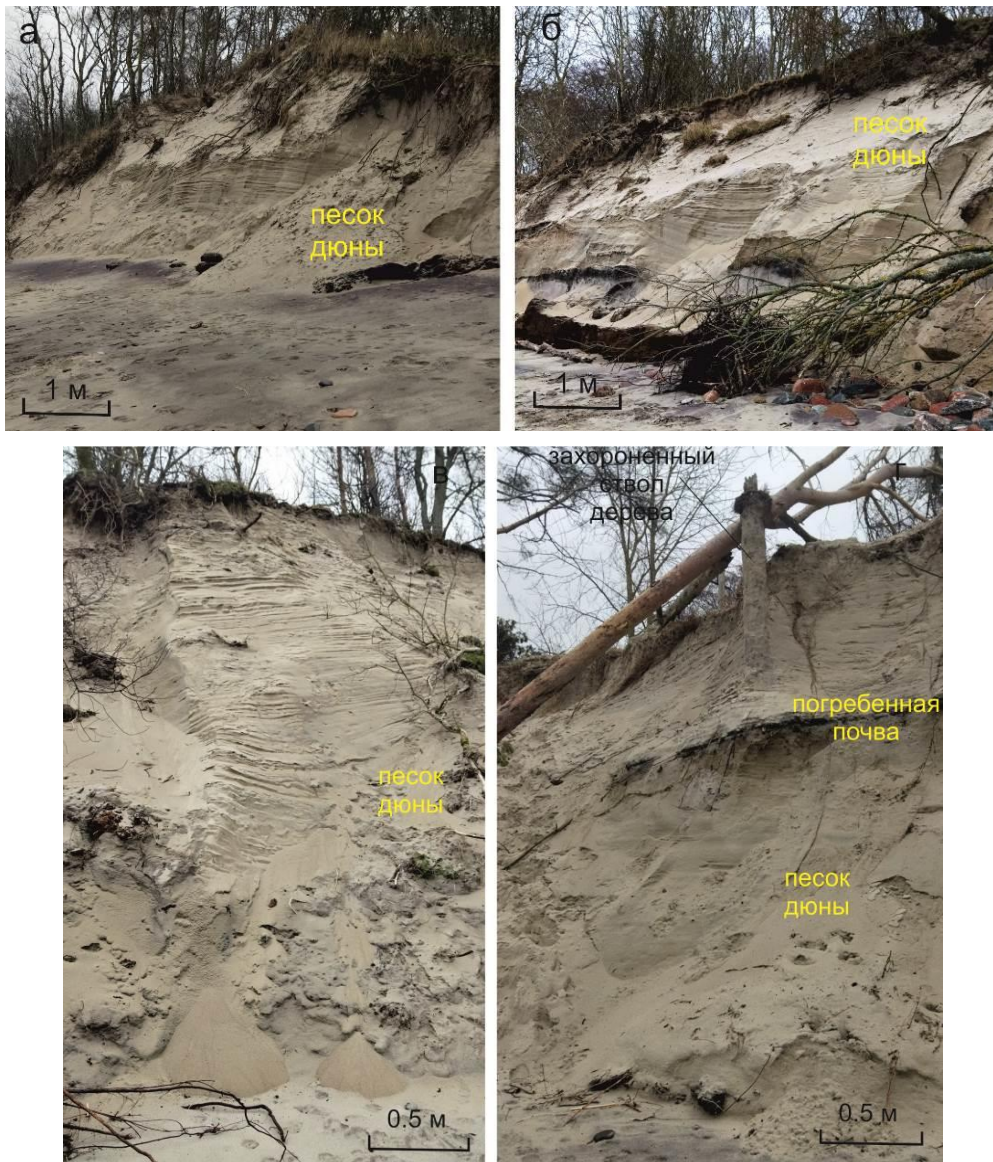
**Fig. 11.** Uneven lower boundary of the layer of white dusty sand overlying the peat layer-3, which lies on horizontally layered dark brown sandstone (a–в) and on massive sandstone of the same color (г).

Финальный слой торфа-4 хорошо выдержан по всей протяженности берегового

разреза и служит в качестве маркирующего горизонта, подстилающего дюнные пески.

Пески береговых дюн ложатся на ровный слой торфа-4. Преобладают дюны однородного строения. Часть дюн обнаруживает слоистость, по которой определяются контуры последовательного ускоренного роста их центральных частей с уменьшением высоты на периферии (рис. 12а–в). Дюны имеют

высоту до 5 м. В обнажениях песка устанавливается от одного до трех почвенных прослоев временной стабилизации склонов дюн. Имеются случаи обнажения погребенных стоячих стволов деревьев, приуроченных к прослоям погребенной почвы (рис. 12г).



**Рис. 12.** Пески береговых дюн: слоистые в нижней части и однородные – в верхней (а, б), слоистые по всей мощности дюны (в) и слоистые двух последовательных дюн, разделенных прослоем почвы, на котором росло дерево (з).

**Fig. 12.** Sands of coastal dunes: layered in the lower part and homogeneous in the upper part (a, б), layered throughout the entire thickness of the dune (в), and layered of two successive dunes separated by a layer of soil, on which a tree grew (z).

**Литогеохимическая характеристика осадочных отложений**

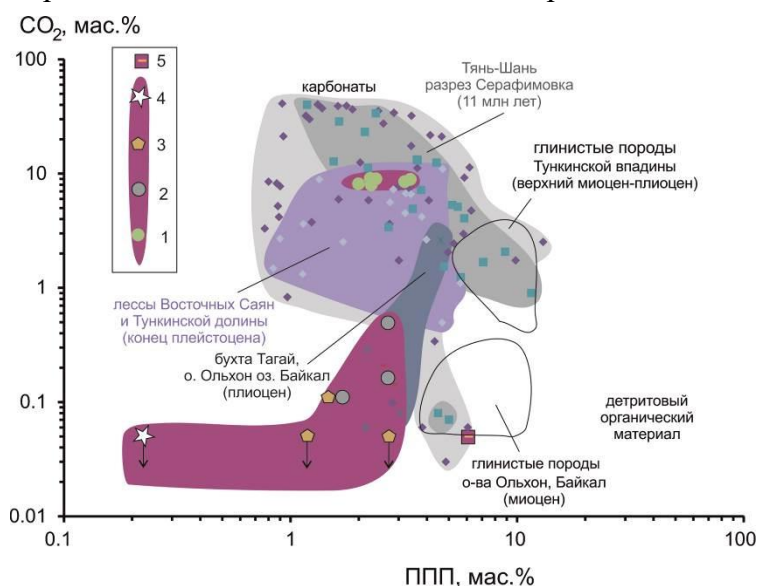
Наличие карбонатов в осадочных породах определяется по содержанию  $\text{CO}_2$ , а наличие

глинистых минералов – по содержанию кристаллизационной  $\text{H}_2\text{O}$ , выделяющейся при прокаливании пробы (ППП) при температуре  $1100^\circ\text{C}$  (влаги, удаляющейся при  $90^\circ\text{C}$  сушке пробы не учитывается). В глинистых минералах содержится в среднем около

10 мас.% H<sub>2</sub>O. Более высокие значения ППП могут быть получены за счет сгорания детритового органического материала.

Глинистые породы верхнего миоцена-плиоцена Тункинской впадины и глинистые породы миоцена о-ва Ольхон различаются между собой по содержанию карбоната. Относительное снижение содержания карбоната в глинистых породах миоцена о-ва Ольхон дополняется данными о его отсутствии в донных отложениях оз. Байкал (Кашик, Ломоносова, 2006). Для тестирования диаграммы CO<sub>2</sub>–ППП на рис. 13 показаны составы осадочных пород Тянь-Шаня: мел-

палеогеновой красноцветной сулутерекской свиты и пестроцветных отложений начала верхнего миоцена из разреза Серафимовка. Сулутерекская свита перекрывает поверхность выравнивания, существовавшую до начала горообразовательных процессов, спровоцированных в Азии Индо-Азиатской коллизией. В этой свите выявляются разнообразные обломочные, глинистые и карбонатные отложения. Разрез Серафимовка характеризует осадконакопление в северной фронтальной части воздымающегося Тянь-Шаня. Здесь наблюдается ряд терригенных и карбонатных пород.



**Рис. 13.** Диаграмма CO<sub>2</sub>–ППП (потери при прокаливании) осадочных пород из разреза Куршской косы. 1–4 – породы снизу вверх по разрезу: 1 – зеленый «мусорный» карбонатно-глинистый алевролит; 2 – серый алевролит; 3 – темно-коричневый песок и песчаник; 4 – белый кварцевый песок. 5 – алевролит кремневый из разреза Светлогорска (север Самбийского п-ова). Значения CO<sub>2</sub> темно-коричневый песка и песчаник и белого кварцевого песка ниже предела обнаружения (ниже 0.06 мас.%). Составы лессов из работы (Рассказов и др., 2025). По осадочным породам Тянь-Шаня использованы неопубликованные данные автора, А.В. Миколайчука и И.С. Чувашовой, по осадочным породам о-ва Ольхон – неопубликованные данные автора, А. Клементьева и А. Сизова.

**Fig. 13.** CO<sub>2</sub>–LOI (loss on ignition) diagram of sedimentary rocks from the Curonian Spit section. 1–4 – rocks from bottom to top along the section: 1 – green “garbage” carbonate-clayey siltstone; 2 – gray siltstone; 3 – dark-brown sand and sandstone; 4 – white quartz sand. 5 – cream-colored siltstone from the Svetlogorsk section (northern Sambian Peninsula). CO<sub>2</sub> values for dark-brown sand and sandstone and white quartz sand are below the detection limit (below 0.06 wt.%). Loess compositions from (Raskazov et al., 2025). Used for sedimentary rocks from Tien Shan are unpublished data of the author, A.V. Mikolaichuk, and I.S. Chuvashova and for those from Olkhon Island, unpublished data of the author, A. Klementyev, and A. Sizov.

Зеленые «мусорные» алевролиты основания разреза Куршской косы имеют малые ППП (2.0–2.4 мас.%) (небольшую долю глинистых минералов) при повышенных содержаниях CO<sub>2</sub> (8.0–8.8 мас.%) и CaO (8.5–10.0 мас. %) (существенную долю карбоната). В серых

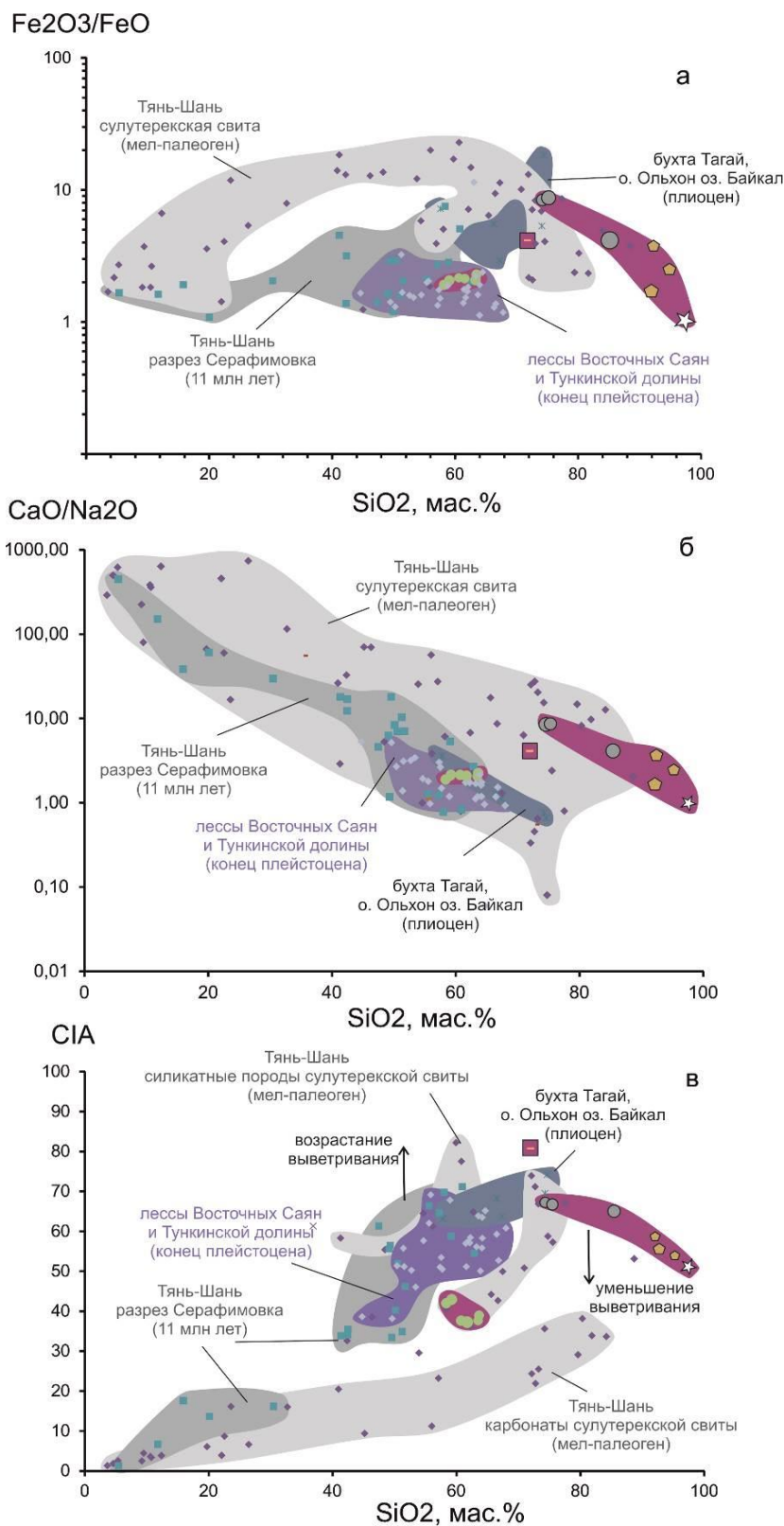
алевролитах, темно-коричневых песках и песчаниках определяются приблизительно такие же ППП (сохраняется такое же количество глинистых минералов), но резко падают содержания CO<sub>2</sub> и CaO, составляющие, соответственно, <0.5 и 0.15–0.95 мас.% (карбонат

не играет существенной роли). Низкое значение ППП в белом песке показывает отсутствие глинистых минералов. Значения  $\text{CO}_2$  ниже предела обнаружения (ниже 0.06 мас.%) в темно-коричневых песках и песчаниках, а также белых кварцевых песках свидетельствуют об отсутствии карбоната. Породы из разреза Куршской косы могут в целом различаться по условиям образования с породами разрезов Самбийского п-ова Балтийского моря. В кремевом алеврите, отобранном из толщи перемежающихся терригенных отложений и торфа в береговом разрезе г. Светлогорска, содержание  $\text{CO}_2$  ниже предела обнаружения сопровождается возрастанием ППП, что свидетельствует об увеличении в этих породах роли глинистых минералов.

По соотношению  $\text{CO}_2$ –ППП зеленые «мусорные» карбонатно-глинистые алевриты попадают в фигуративное поле лессов Восточных Саян и Тункинской долины, которые накапливались здесь в конце плейстоцена (Расказов и др., 2025). Такое сходство состава согласуется с предположением о плейстоценовом возрасте отложений основания разреза Куршской косы. Тренд серых алевритов – темно-коричневых песков и песчаников совпадает с трендом плиоценовых отложений о-ва Ольхон на оз. Байкал. Осадочные отложения Куршской косы образовались в условиях, сходных с условиями формирования плиоценовых осадочных отложений Среднего Байкала.

Особенности состава осадочных пород из разреза Куршской косы выявляются на диаграммах вариаций  $\text{Fe}_2\text{O}/\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  и CIA (Chemical Index of Alteration) относительно  $\text{SiO}_2$  (рис. 14).

Широкий диапазон составов обломочных, глинистых и карбонатных пород мел-палеогеновой сулутерекской свиты выражается в вариациях  $\text{SiO}_2$  от первых мас.% в карбонатах до 84 мас.% в терригенно-глинистых породах. Породы сулутерекской свиты имеют красноватый облик из-за присутствия лимонита. Отношение  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  повышается до 20 в середине интервала  $\text{SiO}_2$  и снижается до 2 на его окончаниях. Тренд карбонатных и терригенных верхнемиоценовых пород из разреза Серафимовка не обнаруживает заметного возрастания отношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  (лимонит не играет заметной роли) и протягивается до перекрывающихся между собой составов зеленых «мусорных» карбонатно-глинистых алевритов Куршской косы и лессов Восточных Саян и Тункинской долины. В красноватых плиоценовых отложениях о-ва Ольхон отношение  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  возрастает до 20. Фигуративное поле этих отложений соответствует серым алевритам с высоким  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  (около 10) в начале тренда отложений Куршской косы. Тренд этих отложений характеризуется снижением  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  до 1 при возрастании  $\text{SiO}_2$  до 97.7 мас.% в белом песке, состоящем из кварца с небольшой примесью других минералов.



**Рис. 14.** Диаграммы Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO – SiO<sub>2</sub> (а) CaO/Na<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (б) и CIA – SiO<sub>2</sub> (в) осадочных пород из разреза Куршской косы. CIA=100×Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O). Усл. обозначения см. рис. 13.

**Fig. 14.** Diagrams Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO – SiO<sub>2</sub> (a) CaO/Na<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (b) and CIA – SiO<sub>2</sub> (v) of sedimentary rocks from the Curonian Spit section. CIA=100×Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O). Symbols are as in Fig. 13.

Карбонаты мел-палеогеновой сулутерекской свиты имеют максимальное отношение CaO/Na<sub>2</sub>O (до 1000). С возрастанием SiO<sub>2</sub> в ряду карбонатно-силикатных

пород отношение  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  последовательно снижается до 1. Ряд карбонатных и глинистых верхнемиоценовых пород из разреза Серафимовка отличается более узким диапазоном отношения  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ . Тренд протягивается от составов карбонатов до перекрывающихся между собой составов зеленых «мусорных» карбонатно-глинистых алевроитов Куршской косы, лессов Восточных Саян и Тункинской долины, а также плиоценовых отложений о-ва Ольхон. Тренд серых алевроитов, темно-коричневых песков и песчаников, а также белых песков приходится на часть тренда мел-палеогеновой сулутерекской свиты с повышенным отношением  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ .

В показателе CIA знаменатель включает  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  вместе с  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Этот показатель был введен для выявления степени выветривания силикатных пород (без карбонатов) (Nesbitt, Young, 1982). Карбонатные породы мел-палеогеновой сулутерекской свиты резко разделяются с породами двух других групп по низким значениям этого показателя, меняющимся от 0 до 30 при возрастании  $\text{SiO}_2$  от 4 до 84 мас.%. В одной из групп пород сулутерекской свиты, претерпевшей умеренное выветривание, CIA возрастает от значений зеленых «мусорных» карбонатно-глинистых алевроитов Куршской косы (35–40) до значений начала тренда вышележащих терригенных пород (до серых алевроитов) (около 70). В другой группе пород сулутерекской свиты, подверженных более сильному выветриванию, CIA находится в интервале 50–83 при содержании  $\text{SiO}_2$  40–63 мас.%.

Придавая генетический смысл выветривания материала осадочных отложений распределению фигуративных точек в верхней части диаграммы рис. 14в, нужно обратить внимание на смещение фигуративного поля зеленых «мусорных» карбонатно-глинистых алевроитов Куршской косы ниже и правее фигуративного поля лессов Восточных Саян и Тункинской долины и точек тренда серых алевроитов – белого песка ниже и правее фигуративного поля плиоценовых отложений о-

ва Ольхон. Осадочный материал плейстоцена и голоцена Куршской косы имеет меньшую степень вторичных изменений по сравнению с осадочными породами оз. Байкал, Тункинской долины и Восточных Саян. Такое различие состава может отражать более суровые условия нивального литогенеза плейстоценовой мерзлотной подготовки пылеватого обломочного материала на Балтике, чем на юге Сибири.

## Обсуждение

### *Предшествующие исследования плейстоцен-голоценовых отложений Самбийского п-ова Балтики и корреляции стратонов*

Данные по голоценовым осадочным отложениям района Куршской косы были обобщены в работе (Жиндарев, Кулаков, 1996), в которой предполагалось, что южная часть Балтийской котловины освободилась ото льда и была занята Южно-Балтийским ледниковым озером около 13 тыс. лет назад\*. В дальнейшем Южно-Балтийское ледниковое озеро объединилось с остатками озера Рамзея, занимавшего современную акваторию Финского залива и часть прилегающей суши. В результате образовалось единое Балтийское ледниковое озеро, представляющее самую раннюю стадию развития Балтики. Это событие относилось к началу аллерёда.

\* В работах 1990-х гг. приводились датировки  $^{14}\text{C}$  без поправки на временные вариации солнечной радиации. При пересчете на календарную дату возраст события может превысить 15 тыс. лет. В дальнейшем изложении реконструкций этих авторов приводится только общая последовательность событий без датировок.

В результате образовалось единое Балтийское ледниковое озеро, представляющее самую раннюю стадию развития Балтики. Это событие относилось к началу аллерёда.»

После освобождения ото льда порога стока в средней Швеции уровень Балтийского ледникового озера резко снизился и сравнялся с уровнем Мирового океана, воды которого проникли в Балтийскую котловину. Образовалось сильно опресненное

Иольдиевое море (J). Изостатическое поднятие средней Швеции, опережающее трансгрессивное повышение уровня Мирового океана, вызвало обмеление глубоких проливов, соединяющих Иольдиевое море с океаном, с последующим прекращением притока соленых вод в Балтийскую котловину. Сформировалось озеро, получившее название Анцилового (Anc), воды которого постепенно опреснялись и наступали на сушу независимо от колебаний уровня Мирового океана.

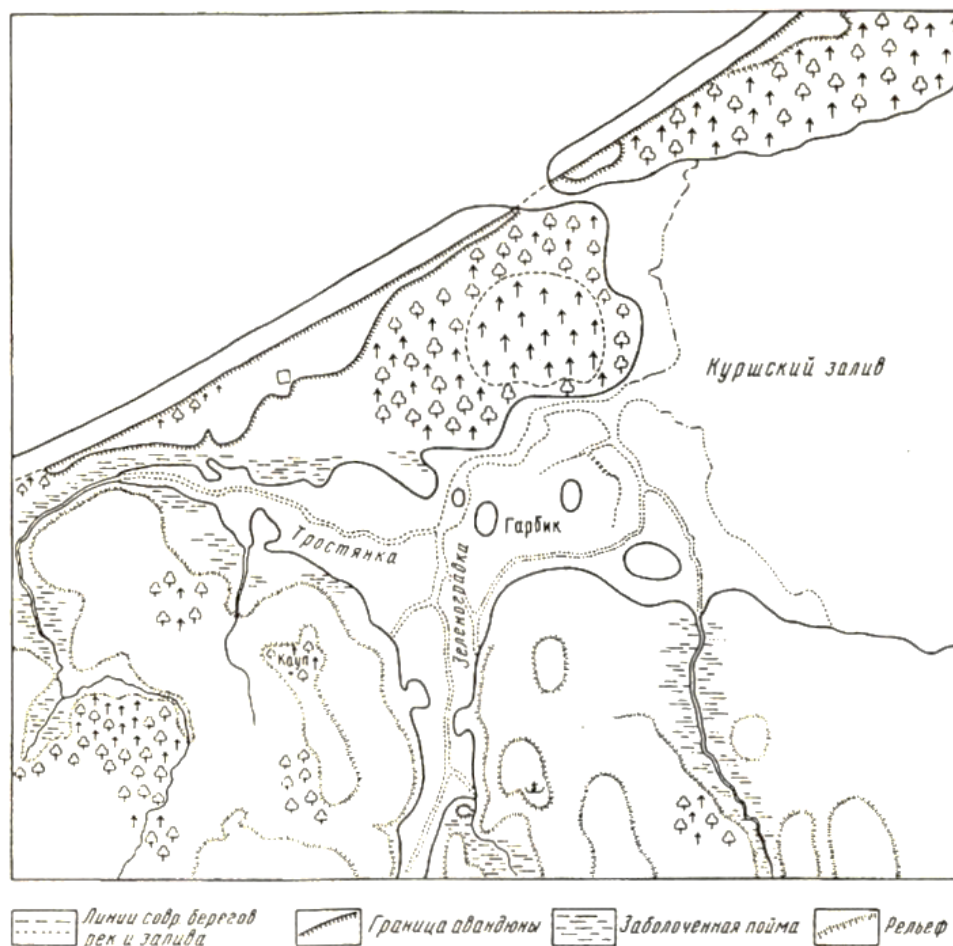
Отложения анциловой трансгрессии в юго-восточной Балтике залегают ниже современного уровня моря. На Куршской косе и в пределах одноименного залива анциловые отложения, представленные алевритами и песками с пресноводными видами диатомовых водорослей, вскрыты на отметках –15–10 м. На этих же глубинах располагается подножие подводного уступа у северных берегов Самбийского п-ва. В связи с опусканием порога стока уровень Анцилового озера, просуществовавшего 1.5 тыс. лет, снизился и сравнялся с уровнем Мирового океана. Морские воды вторглись в Балтийскую котловину. Образовался водоем, имеющий название Литоринового моря (Lit).

Литориновая трансгрессия была вызвана общим эвстатическим повышением уровня Мирового океана и протекала неравномерно, прерываясь периодами стабилизации и временного понижения уровня. Береговая линия этого возраста располагается в юго-восточной Балтике на глубинах 10–15 м и маркируется затопленным абразионным уступом у берегов Самбийского полуострова, а также выходами на подводном береговом склоне лагунных отложений литоринового возраста.

Прибрежно-морские отложения литоринового возраста прослежены, по материалу скважин на восточном берегу Куршского залива, вдоль всего материкового берега. В

разрезе обозначены две фазы литориновой трансгрессии. Первая из них была максимальной с отметками уровня +5 и +6 м. Распространение морской террасы литоринового возраста отмечена также вдоль восточного берега Калининградского залива. Высота ее также достигает +5 м. В ходе этой фазы литориновой трансгрессии зародились крупнейшие балтийские береговые аккумулятивные формы, в том числе Куршская и Балтийская (Вислинская) косы, отделившие от открытого моря соответственно Куршский и Калининградский заливы. В период кратковременной регрессии, разделявшей две фазы трансгрессии, уровень Литоринового моря опускался на 10–12 м ниже современного, а указанные заливы были частично спущены и изолированы от моря осушившимися Куршской и Балтийской косами. Вторая трансгрессивная фаза подняла уровень моря до отметок +2 и +3 м. Впадины заливов вновь заполнились водами открытого моря, поступавшими сюда через проливы, прорезавшие тела кос.

Дальнейшее состояние постлиторинового моря, получившего название Лимниевского, характеризуется незначительными осцилляциями его уровня около нулевой отметки. Многочисленные древние памятники, относящиеся к древнейшим предкам пруссов, жившие в III тысячелетии до н.э., обнаружены в наиболее широких и возвышенных частях Куршской косы, что свидетельствует о формировании этого аккумулятивного сооружения в ходе литориновой трансгрессии. В начале Куршской косы реконструируется пролив, соединявший Балтику и Куршский залив (рис. 15). В настоящее время дно пролива находится ниже уровня Балтийского моря. Бывший пролив перекрыт материалом дюнных отложений.

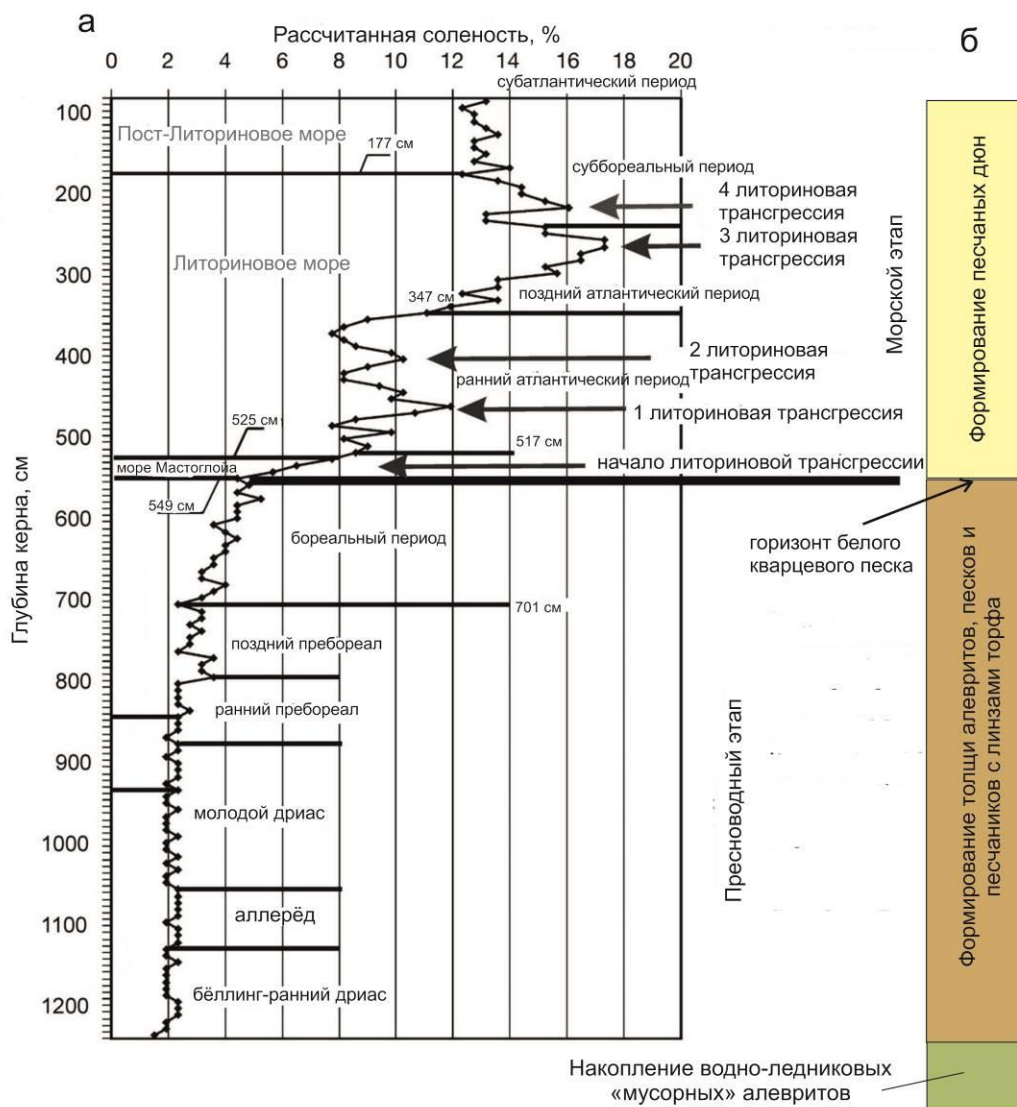


**Рис. 15.** Палеогеографическая и археологическая ситуация у юго-западной оконечности Куршской косы в IX–XIII веках (по О. Клеemannу, сплошной линией указана линия границы побережья в эпоху раннего средневековья) (Жиндарев, Кулаков, 1996).

**Fig. 15.** Paleogeographic and archaeological situation at the southwestern end of the Curonian Spit in the 9th–13th centuries (the coastal boundary in the early Middle Ages is indicated by a solid line after O. Kleemann) (Zhindarev, Kulakov, 1996).

Северо-восточнее пролива, в береговых обнажениях Куршской косы, охарактеризованных в настоящей работе, охарактеризованы три литолого-стратиграфические единицы: нижняя – «мусорных» зеленых карбонатно-глинистых алевроитов, средняя – песчаников с прослоями почвы и торфа и верхняя – эоловых песков. Эти отложения накапливались на континенте. Резкое литологическое различие осадочных пород предполагает последовательную смену фаций: водно-ледниковой, болотно-речной и береговой, эоловой.

Оценка солености воды и реконструкция смены пресного озера морем выполнена по вариациям концентрации брома в разрезе донных отложений северо-западнее Самбийского п-ова (местоположение см. на рис. 2). Соленость резко увеличивается с началом литориновой трансгрессии. Водно-ледниковые отложения Куршской косы коррелируются с доголоценовым этапом развития территории, болотно-речные – с ранне-среднеголоценовым этапом, береговые эоловые – с позднеголоценовым этапом накопления береговых эоловых песков (рис. 16).



**Рис. 16.** Иллюстрация этапов эволюции Балтики по палеосолености вод, рассчитанной по концентрации брома в осадочных породах ядра 303700-7 донных отложений Гданьской впадины (Grigoriev et al., 2011) (a) и коррелирующая с этим разрезом последовательность осадочных отложений Куршской косы (б). Схема корреляции может быть скорректирована датировками <sup>14</sup>C линз торфа.

**Fig. 16.** Illustration of the stages of the Baltic evolution based on the paleosalinity of waters calculated from the concentration of bromine in sedimentary rocks of core 303700-7 of the bottom sediments of the Gdansk Depression (Grigoriev et al., 2011) (a) and the stages of accumulation of sedimentary deposits in the studied section of the Curonian Spit (b). The correlation scheme can be adjusted by <sup>14</sup>C dating of peat lenses.

**Гипотеза об эрозионном (откопанном) происхождении впадин Балтийского моря**

Современная впадина Балтийского моря занимает эродированный протерозойский внутрикратонный бассейн на Фенноскандинавском щите. Предполагается неогеновое речное происхождение впадины с ее более поздней переработкой ледовой эрозией или

ее более молодое развитие с переуглублением под Фенноскандинавским ледовым щитом. Имеющиеся данные лучше согласуются с гипотезой об образовании Балтийского бассейна полностью за счет ледового щита, достигшего максимальной протяженности и мощности во время оледенений среднего и позднего плейстоцена (Hall, Van Voeckel, 2020). Два Ботнических бассейна

сформировались в основном за счет эрозии и выноса мезопротерозойских и раннепалеозойских осадочных пород (Amantov et al., 2011).

Подобные эрозионные (откопанные) морфоструктуры представляют собой впадины Забайкалья и впадины Восточной Африки, которые приобрели современную морфологическую выраженность вследствие избирательного выноса мезозойского обломочного материала.

*Переход от плейстоцена к голоцену в тектонической Южно-Байкальской впадине, вопрос о времени образования глубокого озера*

Юг Сибири был охвачен мощным оледенением в раннем и среднем плейстоцене. В Восточной Туве происходили вулканические извержения под ледовым покровом, мощность которого составляла не менее 500 м (Гросвальд, 1965). В разных районах Сибири распространены следы Сартанского горнодолинного оледенения с максимумом накопления льда 20–18 тыс. лет назад (Кинд, 1974; Волкова, Михайлова, 2001). В исследованиях разрезов осадочных отложений временного интервала последних 20 тыс. лет в оз. Байкал и других озерах юга Сибири время потепления и увлажнения климата на границе плейстоцена и голоцена определяется неоднозначно. Во многих работах для Байкала принимается рубеж потепления около 11 (11–9) тыс. лет назад (Безрукова и др., 2002; и др.). Указывается также рубеж 12 тыс. лет назад (Nogiuchi et al., 2000). С учетом начала накопления биогенного кремнезема (диатомовых водорослей) в байкальских осадках и определения для них календарного возраста по данным радиоуглеродного датирования предполагается более раннее быстрое изменение климатических условий в Прибайкалье уже около 15 тыс. лет назад, произошедшее одновременно с потеплением бёллинг. Значение этого рубежа в осадках оз. Байкал подчеркивалось в работе (Chebyukin et al., 2002). Позже такой же рубеж палеоклиматической смены обозначался при радиоуглеродном датировании осадков оз. Хубсугул (Прокопенко и др., 2003). Календарные даты, полученные радиоуглеродным датированием древесных остатков из вулканогенных и осадочных

отложений суходольных впадин северо-восточной части Байкальской рифтовой системы, свидетельствуют о том, что в это же время начались тектонические движения, сопровождавшиеся вулканической деятельностью (Rasskazov et al., 2010).

В отличие от впадины Балтийского моря, впадина Южного Байкала имеет тектоническое происхождение. Точное время ускоренного погружения днища Южного Байкала с образованием километровой водной линзы не определено. В качестве нижнего ограничения по возрасту может служить реконструкция русла древней реки, пересекавшей суходольную Южно-Байкальскую впадину в плиоцен-четвертичное время. Отложения верхнего миоцена-плиоцена пра-Аносовки на южном побережье Байкала и отложения плиоцена-плейстоцена долины Пра-Манзурки на его северо-западном побережье маркируются Co/Th аномалией (Рассказов и др., 2023).

В суходольных впадинах Байкальской рифтовой зоны находятся однородные песчаные массивы, формировавшиеся в плейстоцене и голоцене. Пески залегают также в центре глубокого озера Южно-Байкальской впадины. Верхние 8–12 м донных отложений Южного Байкала, изученные поршневыми грунтовыми трубками, подразделяются на байкальскую и добайкальскую части. В байкальской части отложений (средняя мощность около 6 м) значительную долю составляют диатомовые илы. Литологический состав добайкальской части разнообразен. В центре Мишихинско-Култукской депрессии добайкальские отложения представлены песками и глинами в переслаивании с песками (Голдырев, 1982). На международном рифтовом симпозиуме 1975 г. обращалось внимание на сходство песков донных отложений Южного Байкала с плейстоценовыми песками Тункинской впадины и допускалось недавнее (до 10 тыс. лет) опускание ложа впадины, не компенсированное осадками (Голдырев и др., 1975). «Данные по гранулометрии песчаных отложений в добайкальской части толщи свидетельствуют о совершенно иных условиях формирования толщи песков в котловине Байкала по сравнению с современными глубоководными осадками. Эти факты, как и текстуры песков,

указывают на мелководность, отсутствие единого водоема и участие ледниковых и флювиогляциальных процессов в формировании толщи песков и переслаивания их с глинами» (Голдырев, 1982, с. 132).

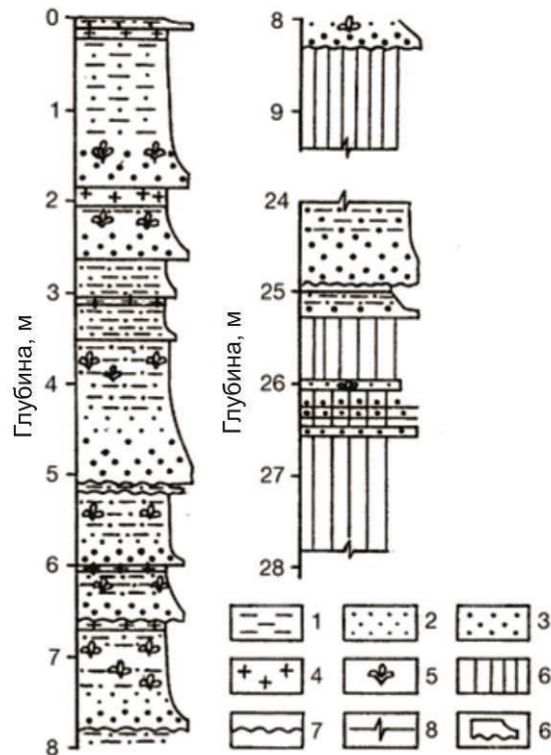
На дне Байкала распространены плотные окисленные добайкальские глины желтого и коричневатого-желтого цвета, встречаются глины серой и иной окраски. Добайкальские глины резко сменяются байкальскими отложениями в слое 1–2 м. Отмечается необычный литологический состав отложений на Посольской банке. «На самой верхней ее части (глубина 36 м) расположен галечный и песчаный материал, сцементированный гидроокислами железа и марганца. Обломочный материал хорошо окатан. Галька и песок на вершине Посольской банки являются местными, *in situ*. Склоны банки сложены рыхлыми осадками и чем глубже (вниз по склону), тем они менее плотные и более тонкозернистые (не на всех склонах). С глубиной также уменьшается мощность окисленного слоя. Из имеющегося материала ясно, что накопление осадков на Посольской банке идет весьма медленно. Так, на самой ее вершине осадков почти нет, и лишь с углублением вниз по склону их количество несколько увеличивается» (Голдырев, 1982, с. 75).

По результатам литолого-фациального анализа добайкальских отложений сделан вывод об их разновозрастном (миоцен – верхний плейстоцен) образовании в мелководных условиях и образовании осадков верхней части толщи во временном интервале среднего плейстоцена – голоцена в глубоководном Байкале. В строении верхней части разреза

значительную роль играют отложения ледникового происхождения (моренные и водноледниковые) (Голдырев, 1982).

Скважиной ВДР-97, пройденной в средней части акватории Южного Байкала на глубине 1428 м (координаты: 51°47'51" с.ш.; 105°29'.14" в.д.), были вскрыты отложения, получившие название «ледниковых глин» (Kuzmin et al., 2000). Литогеохимическая и минералогическая характеристика этих отложений не приводилась. Они переслаиваются с песками на глубинах 8–28 м. В интервале 1.5–8.0 м документировалось переслаивание крупнозернистого песка и гравия с илом и глиной. Грубообломочный материал обогащен остатками наземной растительности. Верхние 1.5 м выделяются особо как грязь и диатомовая грязь (рис. 17).

Присутствие осадочных прослоев с диатомеями было интерпретировано авторами статьи как свидетельство глубоководного накопления турбидитов. Такой интерпретации противоречит, однако, расположение скважины в центре впадины, на значительном удалении от берегов, и распространение детритового органического материала. Если отложения нижней части разреза имеют водноледниковое происхождение, они должны относиться к добайкальскому этапу. Более того, толща крупнозернистого песка и гравия со слоями ила и глины, остатками наземной растительности интервала 1.5–8.0 м могла накапливаться в условиях заболачивания меандр реки, возможно, с эпизодической трансгрессией озерных вод. Следовательно, эта толща образовалась до ускоренного опускания днища Южно-Байкальской впадины, повлекшего ее заполнение водой.



**Рис. 17.** Документация осадочных пород в разрезе BDP-97 (Kuzmin et al., 2000). 1 – грязь; 2 – ил; 3 – песок; 4 – диатомовая грязь; 5 – фрагменты деревьев и растений; 6 – ледниковая глина; 7 – эрозионный контакт; 8 – обрыв и конец разреза керн; 9 – пласты турбидитов с градационной слоистостью. Преобладают пласты, содержащие крупнозернистый обломочный материал со значительным количеством обломков древесины и других растительных остатков. Эти слои, составляющие 70–75% от общей длины керн, чередуются с тонкозернистыми осадками.

**Fig. 17.** Recording lithology of the BDP-97 section (Kuzmin et al., 2000). 1 – mud; 2 – silt; 3 – sand; 4 – diatomaceous mud; 5 – wood and plant fragments; 6 – glacial clay; 7 – erosional contact; 8 – break and end of core section; 9 – turbidite beds with graded bedding. Beds, contained coarse-grained material and a significant amount of wood fragments and other plant debris, dominate in the section. These layers comprise 70–75% of the total length of the core and alternate with fine grained sediments.

### Заключение

В нижней (плейстоценовой) части разреза балтийского берега Куршской косы находятся водно-ледниковые зеленые «мусорные» карбонатно-глинистые алевриты с содержанием  $\text{SiO}_2$  58.4–64.6 мас.% и потерями при прокаливании 2.0–2.4 мас.%. Вхождение в эти породы карбоната обозначается высокими содержаниями  $\text{CO}_2$  (8.0–8.8 мас. %) и  $\text{CaO}$  (8.5–10.0 мас. %). Выше по разрезу залегают алевриты, пески и песчаники с линзами торфа. В основании этой части разреза обломочные отложения имеют полимиктовый состав ( $\text{SiO}_2=74.4\text{--}85.4$  мас.%). Снизу вверх по разрезу последовательно возрастает роль кварца до образования песка с содержанием  $\text{SiO}_2=97.7$  мас.%. Содержания  $\text{CO}_2$  и  $\text{CaO}$  снижаются в обломочных отложениях,

соответственно, до <0.5 и 0.15–0.95 мас.%. Разрез венчается дюнными песками.

Смена водно-ледниковых глин обломочными отложениями с линзами торфа коррелируется с начальным (раннеголоценовым) этапом образования Балтийского моря после стаивания ледового покрова Фенноскандинавского щита (11–8 тыс. кал. л.н.) и голоценовым термальным максимумом (8.0–5.7 тыс. кал. л.н.), а выход на слой кварцевого песка, венчающий разрез, – с переходом к относительному похолоданию позднего голоцена.

В донных отложениях южной впадины оз. Байкал и его береговых обнажениях также имеются контрастные литологические переходы от водно-ледниковых слоев к слоям полигенетического голоценового осадочного комплекса. Такое сходство предполагает включение близких по характеру механизмов

осадконакопления в районах Балтики и юга Сибири. Выполненное сопоставление лито-геохимических данные показало, что осадочный материал плейстоцена и голоцена Куршской косы имеет меньшую степень вторичных изменений по сравнению с осадочными породами оз. Байкал, Тункинской долины и Восточных Саян. Литогеохимическое различие может отражать более суровые условия нивального литогенеза на Балтике, чем на юге Сибири. В плейстоцене Балтийского региона обеспечивалась более существенная плейстоценовая мерзлотная подготовка обломочного пылеватого материала для его накопления в голоценовых отложениях.

### **Благодарности**

Работа выполнена по проекту ИЗК СО РАН FWEF-2026-0010 в связи с разработкой курса геологического факультета ИГУ «Геология и стратиграфия кайнозоя Сибири». Использовались аналитические данные по осадочным породам Тянь-Шаня, опробованным при полевых работах, организованных А.В. Миколайчуком и проведенных с участием И.С. Чувашовой, по осадочным породам о-ва Ольхон – аналитические данные, полученные при совместных работах с А. Клементьевым и А. Сизовым. Химический состав осадочных пород определялся М.М. Самойленко.

### **Литература**

Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Такахара Х. и др. Реконструкция ландшафтно-климатических условий восточного побережья озера Байкал в голоцене по результатам комплексного исследования скважины «АРАНГАТУЙ» / Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2002. Вып. 1. С. 36–47.

Волкова В.С., Михайлова И.В. Природная обстановка и климат в эпоху последнего (сартанского) оледенения Западной Сибири (по палинологическим данным) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 4. С. 678–689.

Голдырев Г. С. Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 182 с.

Голдырев Г.С., Белова В.А., Выхристюк Л.А., Лазо Ф.И., Федорова В.А. Новые данные о составе и возрасте верхней части осадочной толщи

котловины Байкала // Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975. С. 43–45.

Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 166 с.

Жиндарев Л.А., Кулаков В.И. Уровенный режим Балтийского моря в голоцене // Известия Российской академии наук. Сер. географическая, 1996. № 5. С. 55–67.

Кашик С.А., Ломоносова Т.К. Кайнозойские отложения подводного Академического хребта в озере Байкал // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 4. С. 339–353.

Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., Наука, 1974, 254 с.

Новенко Е.Ю. Динамика ландшафтов и климата в Центральной и Восточной Европе в голоцене: палеогеографические аспекты прогноза возможных изменений природной среды // Экосистемы: экология и динамика. 2020. Т. 4, № 4. С. 57–80. DOI: 10.24411/2542-2006-2020-10074

Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Калмычков Г.В. и др. Изменение состава донных осадков озера Хубсугул как показатель измерения климата в Байкальском регионе на рубеже 15–14 тыс. лет назад // Докл. АН. 2003. Т. 390, № 1. С. 109–112.

Рассказов С.В., Решетова С.А., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Саранина Е.В., Рубцова М.Н., Аль Хамуд А., Хассан А. Отложения верхнего миоцена-плиоцена Пра-Аносовки как источник аллювия Пра-Манзурки: Добайкальский перенос обломочного материала через Южно-Байкальскую впадину // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 4. С. 82–107. doi: 10.26516/2541-9641.2023.4.82

Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Папаев А.П., Снопков С.В., Парфенов Д.И., Иванов К.О., Полежаева И.В., Калинович М.Е. Геохимические характеристики лессов Тункинской долины и Окинской впадины, юг Восточной Сибири: сопоставление с геохимическими характеристиками лессов сопредельной Азии // Геология и окружающая среда. 2025. Т. 5, № 1. С. 23–60. DOI 10.26516/2541-9641.2025.1.23.

Сизых Ю.И. Общая схема химического анализа горных пород и минералов. Отчет. Институт земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1985. 50 с.

Alley R.B. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland // Quaternary Sci Rev. 2000. Vol. 19. P. 213–226. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00062-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00062-1)

Amantov A., Fjeldskaar W., Cathles L. Glacial erosion/sedimentation of the Baltic region and the effect on the postglacial uplift // J. Harff, S. Björck, P. Hoth (eds.). *The Baltic Sea Basin*. Springer, Berlin Heidelberg, 2011. P. 53–71.

Chebykin E.P., Edgington D.N., Grachev M.A. et al. Abrupt increase in precipitation and weathering of soils in East Siberia coincident with the end of the last glaciation // *Earth Planet. Sci. Letters*. 2002. Vol. 200, No. 1–2. P. 167–175.

Borzenkova I., Zorita E., Borisova O., Kalnina L., Kisieliene D., Koff T., Kuznetsov D., Lemdahl G., Sapelko T., Stančikaite M., Subetto D. Climate change during the Holocene (past 12,000 years) // Second assessment of climate change for the Baltic Sea Basin, regional climate studies. Geesthacht: Springer Open. 2015. P. 25–49. DOI: 10.1007/978-3-319-16006-1\_2

Grigoriev A., Zhamoida V., Spiridonov M., Sharapova A., Sivkov V., Ryabchuk D. Late-glacial and Holocene palaeoenvironments in the Baltic Sea based on a sedimentary record from the Gdansk Basin // *Climate Research*. 2011. Vol. 48. P. 13–21. doi: 10.3354/cr00944

Hall A., Van Boeckel M. Origin of the Baltic Sea basin by Pleistocene glacial erosion // *GFF*. 2020. Vol. 42, Part 3. P. 237–252. doi: 10.1080/11035897.2020.1781246

Horiuchi K., Minoura K., Hoshino K. et al. Paleoenvironment history of Lake Baikal during the last 23000 years // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 2000. Vol. 157. P. 95–108.

Kuzmin M.I., Karabanov E. B., Prokopenko A.A., Gelety V.F., Antipin V.S., Williams D.F., Gvozdkov A.N. Sedimentation processes and new age constraints on rifting stages in Lake Baikal: results of deep-water drilling // *Int J Earth Sci*. 2000. Vol. 89. P. 183–192.

Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. Vol. 299. P. 715–717.

Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M., Steffensen J.P., Vinther B.M., Clausen H.B., Siggaard-Andersen M-L., Johnsen S.J., Larsen L.B., Dahl-Jensen D., Bigler M., Röthlisberger R., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M.E., Ruth U. A new Greenland ice-core chronology for the last glacial termination // *J. Geophys. Res*. 2006. Vol. 111. D06102. doi: 10.1029/2005JD006079

Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 2010. 306 p.

van Geel B., Sevink J. High-resolution studies of the Bølling-Allerød to the Younger Dryas transition in the Netherlands: implications for the reconstruction of vegetation changes and the potential role of (perma)frost in contemporary paludification // *Quaternary Science Reviews*. 2025. Vol. 361: 109411.

Walker M., Johnson S., Rasmussen S.O., Steffensen J.P., Popp T., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D.J., Nakagawa T., Newnham R., Schwander J. The global stratotype section and point (GSSP) for the base of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period) in the NGRIP ice core 11 // *Episodes*. 2008. Vol. 31, No. 2. P. 264–267.

Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O., Popp T., Steffensen J.P., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L.C., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D.J., Nakagawa T., Newnham R., Schwander J. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records // *J. Quaternary Sci*. 2009. Vol. 24. P. 3–17.

Walker M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cwynar L.C., Fisher D.A., Long A.J., Lowe J.J., Newnham R.M., Rasmussen S.O., Weiss H. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) // *Journal of Quaternary Science*. 2012. Vol. 27. P. 649–659.

Walker M., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L., Fisher D., Gkinis V., Long A., Lowe J., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries // *Episodes*. 2018. Vol. 41, No. 4. P. 213–223. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2018/018016>

## References

Alley R.B. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland // *Quaternary Sci Rev*. 2000. Vol. 19. P. 213–226. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00062-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00062-1)

Amantov A., Fjeldskaar W., Cathles L. Glacial erosion/sedimentation of the Baltic region and the effect on the postglacial uplift // J. Harff, S. Björck, P. Hoth (eds.). *The Baltic Sea Basin*. Springer, Berlin Heidelberg, 2011. P. 53–71.

Bezrukova E.V., Krivonogov S.K., Takahara H., et al. Reconstruction of landscape and climatic

conditions of the eastern coast of Lake Baikal in the Holocene based on the results of a comprehensive study of the Arangatui borehole // Main regularities of global and regional changes in climate and the natural environment in the Late Cenozoic of Siberia. Novosibirsk: Publishing House of the Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS, 2002. Issue 1. P. 36–47.

Chebykin E.P., Edgington D.N., Grachev M.A. et al. Abrupt increase in precipitation and weathering of soils in East Siberia coincident with the end of the last glaciation // *Earth Planet. Sci. Letters*. 2002. Vol. 200, No. 1–2. P. 167–175.

Borzenkova I., Zorita E., Borisova O., Kalnina L., Kisieliene D., Koff T., Kuznetsov D., Lemdahl G., Sapelko T., Stančikaite M., Subetto D. Climate change during the Holocene (past 12,000 years) // Second assessment of climate change for the Baltic Sea Basin, regional climate studies. Geesthacht: Springer Open. 2015. P. 25–49. DOI: 10.1007/978-3-319-16006-1\_2

Goldyrev G.S. Sedimentation and Quaternary history of the Baikal basin. Novosibirsk: Nauka, 1982. 182 p.

Goldyrev G.S., Belova V.A., Vykhristyuk L.A., Lazo F.I., Fedorova V.A. New data on the composition and age of the upper part of the sedimentary sequence of the Baikal basin // *Problems of rifting*. Irkutsk, 1975. P. 43–45.

Grigoriev A., Zhamoida V., Spiridonov M., Sharapova A., Sivkov V., Ryabchuk D. Late-glacial and Holocene palaeoenvironments in the Baltic Sea based on a sedimentary record from the Gdansk Basin // *Climate Research*. 2011. Vol. 48. P. 13–21. doi: 10.3354/cr00944

Grosvald M.G. Development of the relief in the Sayan-Tuva upland. Moscow: Nauka, 1965. 166 p.

Hall A., Van Boeckel M. Origin of the Baltic Sea basin by Pleistocene glacial erosion // *GFF*. 2020. Vol. 42, Part 3. P. 237–252. doi: 10.1080/11035897.2020.1781246

Horiuchi K., Minoura K., Hoshino K. et al. Paleoenvironment history of Lake Baikal during the last 23000 years // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 2000. Vol. 157. P. 95–108.

Kashik S.A., Lomonosova T.K. Cenozoic deposits of the underwater Academicheskoy Ridge in Lake Baikal // *Lithology and mineral resources*. 2006. No. 4. P. 339–353.

Kind, N. V. Geochronology of the late Anthropogene based on isotope data. Moscow, Nauka, 1974. 254 p.

Kuzmin M.I., Karabanov E. B., Prokopenko A.A., Gelety V.F., Antipin V.S., Williams D.F., Gvozdkov A.N. Sedimentation processes and new age constraints on rifting stages in Lake Baikal: results of deep-water drilling // *Int J Earth Sci*. 2000. Vol. 89. P. 183–192.

Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element

chemistry of lutites // *Nature*. 1982. Vol. 299. P. 715–717.

Novenko, E.Yu. Landscape and climate dynamics in Central and Eastern Europe in the Holocene: paleogeographic aspects of forecasting possible environmental changes // *Ecosystems: Ecology and Dynamics*. 2020. Vol. 4, No. 4. P. 57–80. DOI: 10.24411/2542-2006-2020-10074

Prokopenko, A. A., Kuzmin, M. I., Kalmychkov, G. V. et al. Changes in the composition of bottom sediments of Lake Hovsgol as an indicator of climate measurements in the Baikal region at the turn of 15–14 thousand years ago // *Dokl. Akademii Nauk*. 2003. Vol. 390, No. 1. P. 109–112.

Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M., Steffensen J.P., Vinther B.M., Clausen H.B., Siggaard-Andersen M-L., Johnsen S.J., Larsen L.B., Dahl-Jensen D., Bigler M., Röthlisberger R., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M.E., Ruth U. A new Greenland ice-core chronology for the last glacial termination // *J. Geophys. Res*. 2006. Vol. 111. D06102. doi: 10.1029/2005JD006079

Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 2010. 306 p.

Rasskazov S.V., Reshetova S.A., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Saranina E.V., Rubtsova M.N., Al Hamud A., Hassan A. Upper Miocene-Pliocene deposits of Pra-Anosovka as a source of Pra-Manzurka alluvium: Pre-Baikal transport of detrital material through the South Baikal depression // *Geology and Environment*. 2023. Vol. 3, No. 4. P. 82–107. doi: 10.26516/2541-9641.2023.4.82

Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Papaev A.P., Snopkov S.V., Parfenov D.I., Ivanov K.O., Polezhaeva I.V., Kalinovich M.E. Geochemical signatures of loesses from the Tunka Valley and Oka Basin, South of Eastern Siberia: comparison with geochemical signatures of loesses from adjacent Asia // *Geology and Environment*. 2025. Vol. 5, No. 1. P. 23–60. DOI 10.26516/2541-9641.2025.1.23.

Sizykh Yu.I. General scheme of chemical analysis of rocks and minerals. Report. Institute of the Earth's Crust of the Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences. Irkutsk, 1985. 50 p.

van Geel B., Sevink J. High-resolution studies of the Bølling-Allerød to the Younger Dryas transition in the Netherlands: implications for the reconstruction of vegetation changes and the potential role of (perma)frost in contemporary paludification // *Quaternary Science Reviews*. 2025. Vol. 361: 109411.

Volkova V.S., Mikhailova I.V. Natural environment and climate during the last (Sartan) glaciation of Western Siberia (based on palynological data) // *Geology and Geophysics*. 2001. Vol. 42, No. 4. P. 678–689

Walker M., Johnson S., Rasmussen S.O., Steffensen J.P., Popp T., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D.J.,

Nakagawa T., Newnham R., Schwander J. The global stratotype section and point (GSSP) for the base of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period) in the NGRIP ice core 11 // Episodes. 2008. Vol. 31, No. 2. P. 264–267.

Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O., Popp T., Steffensen J.-P., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L.C., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D.J., Nakagawa T., Newnham R., Schwander J. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records // J. Quaternary Sci. 2009. Vol. 24. P. 3–17.

Walker M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cwynar L.C., Fisher D.A., Long A.J., Lowe J.J., Newnham R.M., Rasmussen S.O., Weiss H. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by a Working Group of INTIMATE

(Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) // Journal of Quaternary Science. 2012. Vol. 27. P. 649–659.

Walker M., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L., Fisher D., Gkinis V., Long A., Lowe J., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries // Episodes. 2018. Vol. 41, No. 4. P. 213–223. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2018/018016>

Zhindarev L.A., Kulakov V.I. Level regime of the Baltic Sea in the Holocene // Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Geographical Series, 1996. No. 5. P. 55–67.

**Рассказов Сергей Васильевич,**

*доктор геолого-минералогических наук, профессор,*

*664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,*

*Иркутский государственный университет, геологический факультет,*

*заведующий кафедрой динамической геологии,*

*664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,*

*Институт земной коры СО РАН,*

*заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,*

*тел.: (3952) 51–16–59,*

*email: rassk@crust.irk.ru*

**Rasskazov Sergey Vasilyevich,**

*Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor,*

*664025, Irkutsk, Lenin st., 3,*

*Irkutsk State University, Faculty of Geology,*

*Head of the Department of Dynamic Geology,*

*664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,*

*Institute of the Earth's Crust SB RAS,*

*Head of the Laboratory of Isotopy and Geochronology,*

*tel.: (3952) 51–16–59,*

*email: rassk@crust.irk.ru*