
ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГЕОСФЕР

УДК 551.24

DOI 10.29003/m3531.0514-7468.2019_45_4/490-504

ВАРИАЦИИ КЛИМАТА В ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ЮЖНО-КАРСКОГО БАСЕЙНА

Ю.И. Галушкин*

Кривая изменения палеоклимата Южно-Карского бассейна за последние 250 млн лет, необходимая для численной реконструкции его термической истории, была построена с использованием данных из большого числа исследований, посвящённых изучению палеоклимата арктического сектора Западно-Сибирского бассейна. Для периода с 260 по 65 млн лет назад построение кривой палеоклимата основывалось на серии палеотектонических реконструкций изучаемого района; построение климатической истории кайнозоя опиралось на детальное исследование вариаций климата Евразии за последние 65 млн лет; история резких колебаний климата для последних 3,5 млн лет строилась на основе информации ряда работ, посвящённых изучению палеоклимата региона в плиоцен-четвертичное время. Поправка к палеоклиматическим данным, обусловленная температурным влиянием ледникового покрова при его ограниченной толщине, не должна превышать ошибки в определении самих данных.

Ключевые слова: Южно-Карский бассейн, палеоклимат, криолитозоны.

Ссылка для цитирования: Галушкин Ю.И. Вариации климата в истории формирования Южно-Карского бассейна // Жизнь Земли. 2023. Т. 45, № 4. С. 490–504. DOI: 10.29003/m3531.0514-7468.2019_45_4/490-504
Поступила 26.10.2023 / Принята к публикации 29.11.2023

CLIMATE VARIATIONS IN THE SOUTH KARA SEA BASIN'S EVOLUTION

Yu.I. Galushkin, Dr. Sci (Technical)

Lomonosov Moscow State University (Earth Science Museum)

The paleoclimate evolution curve of the South Kara Sea basin over the past 250 Myr, which is necessary for numerical reconstruction of its thermal history, was plotted using data from a large number of works devoted to studying of the paleoclimate of the Arctic sector of the West Siberian Basin. For the period from 260 to 65 Mya, the construction of

* Галушкин Юрий Иванович – д.т.н., в.н.с. Музея землеведения МГУ, yu_gal@mail.ru.

the paleoclimate curve was based on a series of paleotectonic reconstructions of the studied area. The reconstruction of the climatic history of the Cenozoic was based on a detailed study of climate variations in Eurasia over the past 65 Myr. The history of sharp climate fluctuations in the last 3.5 Myr was based on information from a large number of works devoted to studying of the regional paleoclimate in the Pliocene–Quaternary. Studies published in the literature speak in favor of the limited size of the glacial covers formed within the South Kara basin. This makes it possible to neglect the effect of the porosity of sedimentary rocks from the glacial cover load in comparison with the similar effect of the load of sediments removed by erosion in the Miocene. Any correction to the paleoclimatic data due to the thermal influence of the ice sheet with its limited thickness should not exceed the error in determining the data themselves. Peculiarities in the change in temperature and the salinity of pore waters with depth determine the existence of various forms of permafrost in the shelf areas of the Arctic seas.

Keywords: South Kara Sea Basin, paleoclimate, cryolithozones.

For citation: Galushkin, Yu.I., "Climate variations in the South Kara Sea Basin's evolution", *Zhizn Zemli* [Life of the Earth] 45, no 4, 490–504 (2023) (in Russ., abstract in Engl.). DOI: 10.29003/m3531.0514-7468.2019_45_4/490-504

Введение. Численные реконструкции термической истории Южно-Карского бассейна (рис. 1) рассматривают эволюцию бассейна, начиная с континентального рифтогенеза около 250 млн лет назад (МЛН). При расчётах распределений температур в литосфере бассейна на верхней границе области счёта (в каждый момент времени эволюции бассейна) задаются среднегодовые температуры на поверхности осадочного покрова. Строго говоря, это должна быть температура пород на глубине нейтрального слоя, на которой влияние сезонных колебаний температуры воздуха (или воды, если речь идёт о море) в течение года пренебрежимо мало. В настоящей статье обсуждаются вариации климата и строится кривая палеоклимата, которая в дальнейшем может быть использована при моделировании термической истории бассейна, начиная с 250 МЛН по настоящее время. Кривая для периода с 250 по 65 МЛН создаётся на основе серии палеотектонических реконструкций изучаемого района [4, 14] и реконструкций палеоклимата Земли (рис. 2, [13]). Для кайнозоя палеоклимат определялся в соответствии с исследованиями [9]. Климатическая кривая последних 3,5 млн лет (МЛ) подробно рассматривается на основе большого числа работ, посвящённых изучению палеоклимата региона в плиоцен-четвертичный период времени [1, 2, 5, 6, 10–12].

Вариации климата с триаса по плиоцен. В настоящее время скв. Русановская располагается примерно на 73° с. ш. 255 МЛН блок КАРА (Карское море) был на 60° с. ш. и представлял собой сушу [4]. Согласно рис. 2, среднегодовая температура воздуха тогда была около 15 °С [13, 14]. 150 МЛН блок КАРА был на 65° с. ш. и являлся мелким шельфом или сушей [3], среднегодовая температура воздуха была около 19 °С [13]. 120 МЛН блок переместился к 70° с. ш.; в то время это был мелкий шельф или суша [3], среднегодовая температура воздуха составляла около 21 °С [13]. 90 МЛН он располагался там же и по-прежнему представлял собой мелкий шельф или сушу [3], среднегодовая температура воздуха была около 20 °С [13]. И, наконец, в начале кайнозоя, около 65 МЛН, тот же анализ оценивает среднегодовую температуру воздуха около 15 °С [3, 13].

Согласно [9], этап паратропического климата в палеоцене и раннем эоцене длился в течение почти 20 МЛ (с 65 по 45 МЛН). Средняя температура января в арктических районах была в это время около +10 °С, июля – около +20 °С, а среднегодовая температура воздуха оценивалась в +18 °С при годовой сумме осадков 1500–2000 мм [9]. Незначительное потепление на этом фоне фиксируется 54–52 МЛН, температура воды в океане

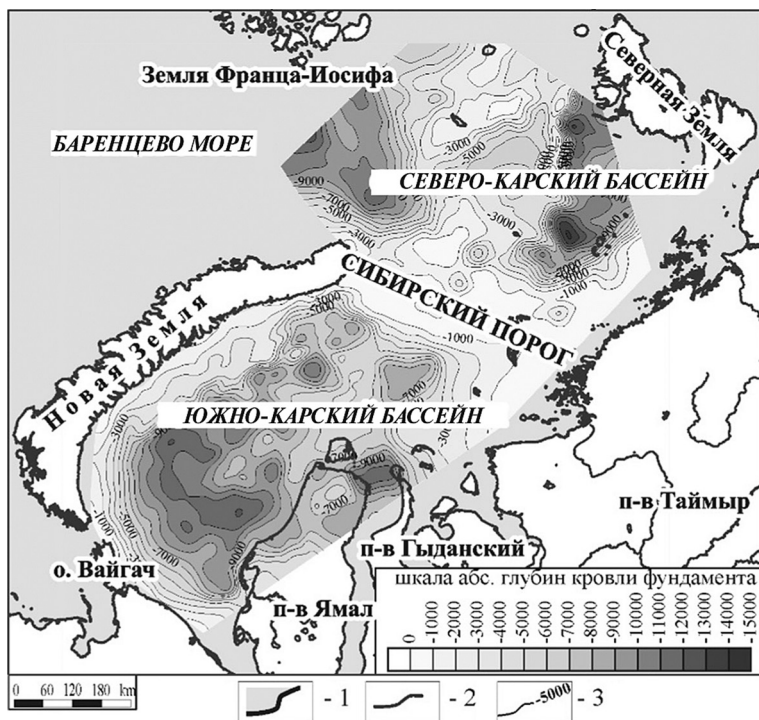


Рис. 1. Структурная карта по кровле фундамента (по [9] с изменениями): 1 – береговая линия; 2 – реки; 3 – изогипсы.

Fig. 1. Structural map on the roof of the basement (according to Ref. [9] with changes): 1 – coast-line; 2 – rivers; 3 – isohypses.

была около 15 °С. Причиной столь тёплых климатических условий в относительно высоких широтах являлся огромный поток тёплых вод океана Тетис, поступавший через Тургай и Западную Сибирь в арктический океанический бассейн. Арктический океан, не имевший в то время связи ни с Пацификой, ни с Атлантикой, представлял собой крупный залив океана Тетис ([9]).

Следующий этап субтропического климата продолжительностью около 11 МЛ (с 45 по 34 МЛН) охватывал средний и поздний эоцен. На этом этапе наметилась тенденция к общему глобальному похолоданию климата. Сокращение поступления тёплых вод через Западную Сибирь в Арктику (залив Тетиса) вызвал переход от тропического к субтропическому климату. Температура поверхностных вод в северном секторе Тихого океана понизилась от +20–23 в палеоэоцене до +16–17 °С в конце эоцена. В конце позднего эоцена западно-сибирский пролив прекратил своё существование, что совпало с исчезновением субтропической растительности [9].

Последующие 12 МЛ (с 34 по 22 МЛН) характеризуются умеренно тёплым климатом со среднегодовой температурой 10–12 °С (табл. 1). Столкновение Африкано–Аравийской плиты с Евразией привело к закрытию океана Тетис, от которого остался лишь бассейн Средиземного моря. Если в палеоэоцене–эоцене по проливу Девиса (хотя и неширокому) осуществлялся приток тёплых вод с юга в высокоарктическую Канаду, то в позднем олигоцене по расширившемуся Баффинову проливу и проливу Фрама холодные воды полярного бассейна Арктики стали поступать на юг [9]. Около 30 МЛН блок КАРА

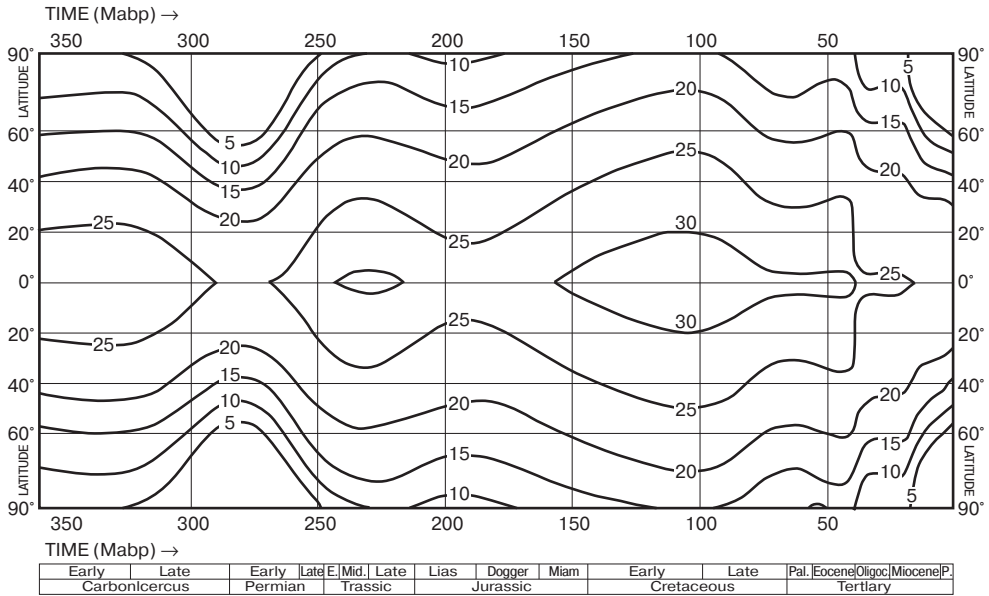


Рис. 2. Изменение среднегодовых температур в зависимости от широты места с карбона по настоящее время [13].

Fig. 2. Variations in the average annual temperatures depending on the latitude of the place from Carboniferous to the present [13].

Таблица 1. Изменение среднегодовой температуры на поверхности бассейна в районе скв. Русановская-2 в южной части шельфа Карского моря за 250 МЛ

Table 1. Changes in the average annual temperature on the basin surface near the Rusanovskaya-2 well in the southern part of the Kara Sea shelf for 250 Myr

№	t млн лет	T °C	№	t млн лет	T °C	№	t млн лет	T °C
1	-250	15	11	-16	9	21	-4,7	5
2	-230	17	12	-13	6	22	-4,2	1,5
3	-195	16	13	-10	6	23	-4,0	1,5
4	-105	20	14	-8,7	2	24	-3,8	4
5	-65	15	15	-8,0	2	25	-3,6	4
6	-45	18	16	-6,8	6	26	-3,5	0
7	-43	15	17	-6,4	6	27		
8	-34	13	18	-5,8	1,5	28		
9	-32	12	19	-5,4	1,5	29		
10	-22	10	20	-5,0	5	30		

находился на 73° с. ш. (примерно там, где и сейчас); это был мелкий шельф или суша [3]. Климат Арктики в раннем–среднем миоцене (с 22 по 10 МЛН) рассматривают как умеренный. К этому интервалу времени относятся раскрытие Северной Атлантики между Гренландией и Норвегией и появление Арктического океана почти в его современном виде [9]. В соответствии со сказанным и более подробной информацией в работе [9], среднегодовая температура (см. табл. 1) меняется от 15 °C 65 МЛН до 6 °C 10 МЛН.

Этап бореально-субарктического климата занимает интервал времени с позднего миоцена по ранний плиоцен – с 10 по 3,5 МЛН. По климатическим условиям этот интервал является переходным к последующему арктическому этапу климата. Для него характерны периоды существенного похолодания и потепления, возникновение горного оледенения, образование морского ледового покрова в полярном бассейне [9]. Колебания среднегодовых температур для этого этапа показаны в табл. 1.

Вариации климата в последние 3,5 миллиона лет. Этап ледниково-арктического климата охватывает поздний плиоцен и четвертичный период. Продолжительность его составляет 3,0–3,5 МЛ. Заметное похолодание климата в Северном полушарии прослеживается начиная с позднего плиоцена около 3 МЛН. Именно в это время появились первые континентальные ледяные покровы в Гренландии, Исландии, на северо-востоке России. Вариации ледниково-арктического палеоклимата в последние 3,5 МЛ, которые могут быть использованы при моделировании термического режима осадочной толщи и фундамента Южно-Карского бассейна, представлены в табл. 2. Эти данные, полученные на основе анализа результатов палеоклиматических исследований, опубликованных в работах [1, 2, 5–7, 10–12], обсуждаются ниже.

В северных районах Западной Сибири толщи вечномёрзлых пород (вечная мерзлота) начали формироваться около 3,25 МЛН, при этом первый период похолодания был

Таблица 2. Изменение среднегодовой температуры на поверхности осадочного покрова Южно-Карского бассейна в последние 3,5 МЛ

Table 2. Changes in the average annual temperature on the sedimentary cover surface of the South Kara Sea basin during the last 3.5 Myr

№	t, млн лет	T °С	Глубина моря, м	Источник	№	t, млн лет	T °С	Глубина моря, м	Источник
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	-3,5	0	нет	4, 12	57	-0,394	-1,7 (-5)	80	4, 12
2	-3,2	-2	нет	4, 12	58	-0,391	-1,7 (-15)	80	4, 12
3	-3,1	-10	нет	4, 12	59	-0,387	-1,7 (-7)	80	4, 12
4	-3,08	-10	нет	4, 12	60	-0,370	-1,7 (-7)	80	4, 12
5	-3,0	+2	нет	4, 12	61	-0,368	-1,7 (-18)	100	4, 12
6	-2,9	+1	нет	4, 12	62	-0,352	-1,7 (-20)	100	4, 12
7	-2,82	-13	нет	4, 12	63	-0,336	-1,7 (-17)	100	4, 12
8	-2,72	-22	нет	4, 12	64	-0,333	-1,7 (-5)	100	4, 12
9	-2,55	-22	нет	4, 12	65	-0,315	-1,7 (-5)	100	4, 12
10	-2,47	-10	нет	4, 12	66	-0,313	-1,7 (-14)	100	4, 12
11	-2,40	-1	нет	4, 12	67	-0,311	-1,7 (-8)	100	4, 12
12	-2,20	-1	нет	4, 12	68	-0,292	-1,7 (-8)	100	4, 12
13	-2,10	-5	нет	4, 12	69	-0,289	-1,7 (-14)	100	4, 12
14	-1,92	-10	нет	4, 12	70	-0,285	-1,7 (-7)	100	4, 12
15	-1,80	-18	нет	4, 12	71	-0,283	-1,7 (-17)	100	4, 12
16	-1,63	-22	нет	4, 12	72	-0,275	-1,7 (-20)	100	4, 12
17	-1,40	-18	нет	4, 12	73	-0,268	-1,7 (17)	100	4, 12
18	-1,01	-5	нет	4, 12	74	-0,266	-1,7 (-7)	100	4, 12
19	-0,90	-5	нет	4, 12	75	-0,260	-1,7 (-7)	100	4, 12
20	0,80	-18	нет	4, 12	76	-0,258	-1,7 (-14)	100	4, 12

Продолжение табл. 2
Continuation of Table 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
21	-0,795	-20	нет	4, 12	77	-0,250	-1,7 (-14)	100	4, 12
22	-0,785	-6	нет	4, 12	78	-0,248	-1,7 (-6)	100	4, 12
23	-0,777	-14	нет	4, 12	79	-0,240	-1,7 (-6)	100	4, 12
24	-0,773	-7	нет	4, 12	80	-0,237	-1,7 (-18)	100	4, 12
25	-0,768	-20	нет	4, 12	81	-0,224	-1,7 (-18)	100	4, 12
26	-0,766	-7	нет	4, 12	82	-0,222	-1,7 (-6)	100	4, 12
27	-0,764	-18	нет	4, 12	83	-0,210	-1,7 (-5)	100	4, 12
28	-0,758	-20	нет	4, 12	84	-0,209	-1,7 (-14)	100	4, 12
29	-0,751	-16	нет	4, 12	85	-0,208	-1,7 (-8)	100	4, 12
30	-0,748	-8	нет	4, 12	86	-0,186	-1,7 (-8)	100	1,2,4,10-12
31	-0,745	-20	нет	4, 12	87	-0,184	-1,7 (-18)	100	1,2,4,10-12
32	-0,739	-7	нет	4, 12	88	-0,150	-1,7 (-22)	50	1,2,4,10-12
33	-0,736	-18	нет	4, 12	89	-0,128	-1,7 (-18)	50	1,2,4,10-12
34	-0,726	-20	нет	4, 12	90	-0,126	-1,7 (-5)	100	1,4,6,10-12
35	-0,714	-16	нет	4, 12	91	-0,115	-1,7 (-5)	80	1,4,6,10-12
36	-0,710	-7	нет	4, 12	92	-0,113	-1,7 (-17)	50	1,4,6,10-12
37	-0,670	-7	нет	4, 12	93	-0,104	-1,7 (-17)	50	1,4,6,10-12
38	-0,663	-16	нет	4, 12	94	-0,102	-1,7 (-7)	50	1,4,6,10-12
39	-0,643	-20	нет	4, 12	95	-0,073	-1,7 (-7)	50	1,2,4,7,10-12
40	-0,621	-17	нет	4, 12	96	-0,071	-18	0	1,2,4,7,10-12
41	-0,618	-5	нет	4, 12	97	-0,059	-18	0	1,2,4,7,10-12
42	-0,608	-5	нет	4, 12	98	-0,057	-1,7 (-13)	30	1,6,7,10-12
43	-0,605	-18	нет	4, 12	99	-0,037	-1,7 (-13)	50	1,4,6,7,10-12
44	-0,608	-20	нет	4, 12	100	-0,035	-1,7 (-15)	50	1,4,6,7,10-12
45	-0,585	-20	нет	4, 12	101	-0,025	-15	0	7, 10-12
46	-0,580	-10	нет	4, 12	102	-0,022	-22	0	7, 10-12
47	-0,577	-5	нет	4, 12	103	-0,018	-22	0	7, 10-12
48	-0,563	-5	нет	4, 12	104	-0,016	-15	0	7, 10-12
49	-0,560	-13	нет	4, 12	105	-0,013	-12	0	7, 10-12
50	-0,533	-13	нет	4, 12	106	-0,0107	-1,7 (-10)	30	7, 10-12
51	-0,531	-8	нет	4, 12	107	-0,007	-1,7 (-8)	80	7, 10-12
52	-0,479	-7	нет	4, 12	108	-0,005	-1,7 (-7)	100	7, 10-12
53	-0,477	-18	нет	4, 12	109	-0,003	-1,7 (-7)	100	7, 10-12
54	-0,470	-20	нет	4, 12	110	-0,002	-1,7 (-10)	100	7, 10-12
55	-0,427	-20	нет	4, 12	111	0,0	-1,7 (-10)	100	7, 10-12
56	-0,425	-1,7 (-5)	40	4, 12					

Замечание: в скобках приведены среднегодовые температуры воздуха на поверхности водной толщи.

самым коротким (3,1–3,08 МЛН) и наименее прохладным [9, 12]. Уровень моря в конце плиоцена был на 200–400 м ниже современного, т. е. шельф в то время был сушей ([12], табл. 2). Интервал времени с 3,08 по 2,82 МЛН был периодом потепления с максимумом потепления около 3,0 млн лет назад (см. табл. 2). Сформированная ранее криолитозона тогда полностью деградировала [12]. В течение следующего периода похолодания (от

2,82 до 2,47 МЛН) климат был более суровым, чем в предшествующий. Криолитозоны существовали непрерывно в течении почти 300 тыс. лет (ТЛ) [7, 12]. Пик похолодания был примерно 2,63 МЛН. В последующий период с 2,47 по 1,92 МЛН преобладал умеренно тёплый и тёплый климат. Криолитозоны второй криогенной эпохи в северных районах Западной Сибири деградировали почти полностью. В самом конце плиоцена (около 2,1 МЛН) вновь началось похолодание, но криолитозоны начали формироваться лишь около 1,92 МЛН [12]. С 1,92 по 1,40 МЛН преобладал суровый климат, граница лесотундры и тундры переместилась к югу до 53–55° с. ш., т. е. до широты Омска. Температура была ниже современной на 8–11,5 °С и уровень моря по-прежнему был ниже современного на 200–400 м. Поэтому криолитозоны формировались в субэаральных условиях [12]. При этом период с 1,75 по 1,40 МЛН выделяется как единая холодная эпоха с климатом, сравнимым и, может, суровее сарганского и с пиком холода около 1,63 МЛН. Формировались криолитозоны с мощностью 500–700 м, а южная граница мёрзлых пород проходила по 47–48° с. ш. ([12], табл. 2).

В Западной и Восточной Европе вымирают теплолюбивые виды растений. Начиная с 1,1–1,0 МЛН установилось резкое устойчивое похолодание климата с переходом к колебаниям плейстоценового типа [11]. Характерная черта этого периода в пределах Евразии – сокращение амплитуды колебаний климата с запада на восток. Если в тёплые периоды межледниковья северная ветвь субширотного североатлантического течения Гольфстрим на широте около 50° с. ш. проникает в Баренцево море, огибая Скандинавию, то в эпохи оледенения картина резко меняется. Тёплые воды не проникают в Норвежское и Лабрадорское моря, т. к. Гольфстрим просто не формируется, и круговорот тёплых вод замыкается по линии «Пиренейский п-ов – банка Рокколл – мыс Код». Поэтому похолодание в европейском секторе Арктики было более сильным, чем в азиатском, где отсутствовало влияние Атлантики. Суровость климата возрастала от конца плиоцена (около 3 МЛН) и раннего плейстоцена к настоящему времени вплоть до голоцена, т. е. каждая из последующих эпох похолодания была более суровой, чем предыдущая. И вместе с тем каждая из эпох потепления в межледниковье была менее тёплой, чем предыдущая. Так, самой холодной эпохой был период 18–20 тыс. лет назад (ТЛН), также как голоценовый климатический оптимум 8–5 ТЛН был холоднее, чем климатический оптимум 125 ТЛН [11].

Во второй половине эоплейстоцена (с 1,4 по 0,8 МЛН) климат неоднократно менялся, но даже в термохроны в районах Западной Сибири севернее 70° с. ш. деградация криолитозон происходила только снизу. В табл. 2 этому периоду соответствует умеренно холодный климат.

Дальнейшая классификация климата проводилась в согласии с оценками климата в изучаемом районе в различные морские изотопные стадии (МИС): МИС-1 – МИС-19f [1, 5, 10, 12]. Климат раннего неоплейстоцена с 800 по 426 ТЛН (МИС-19 – МИС-12) описан в работе [12] (табл. 3).

Согласно этому исследованию, в раннем неоплейстоцене полуострова Гыданский и Тазовский возвышались над уровнем моря на 200–300 м. Регрессия началась в самом конце раннего неоплейстоцена. В южных районах Западной Сибири криогенный процесс развивался в субэаральных условиях, а в северных – в субэаральных и субмаринных условиях. Стадии МИС-16, МИС-14 и МИС-12 были криохронами. Температура тогда опускалась ниже современной на 8–12 °С. На широте 64° с. ш. была арктическая пустыня, а лесотундра доходила до 56–58° с. ш. Стадии МИС-17 и МИС-13 были термохронами. Среднегодовая температура была выше современной на 1–3 °С. И, наконец, стадии МИС-19 и МИС-15 характеризовались переменным климатом ([12], табл. 2, 3).

Таблица 3. Изменение климата севера Западной Сибири и Южно-Карского бассейна в раннем неоплейстоцене [12]

Table 3. Climate changes in the north of the Western Siberia and the South Kara Sea basin in the Early Pleistocene [12]

МИС	Тысяч лет	Климат	ΔT °С (выше/ниже современной T)	Эпоха
12	477–426	очень холодный	ниже на 8–12 °С	криохрон
13	531–477	умеренно-тёплый	выше на 1–4 °С	термохрон
14	560–531	холодный	ниже на 3–5 °С	криохрон
15a	580–560	тёплый	выше на 3–5 °С	термохрон
15bcd	605–580	очень холодный	ниже на 10–15 °С	криохрон
15e	621–605	тёплый	выше на 3–5 °С	термохрон
16	663–621	очень холодный	ниже на 8–12 °С	криохрон
17	714–663	умеренно-тёплый	выше на 3–5 °С	термохрон
18a	739–714	очень холодный	ниже на 8–12 °С	криохрон
18b	751–739	умеренно-тёплый	выше на 1–3 °С	термохрон
18c	764–751	очень холодный	ниже на 8–12 °С	криохрон
19a	767–764	умеренно-тёплый	выше на 1–3 °С	термохрон
19b	770–767	очень холодный	ниже на 8–12 °С	криохрон
19c	775–770	умеренно-тёплый	выше на 1–3 °С	термохрон
19d	780–775	холодный	ниже на 3–5 °С	криохрон
19e	790–780	умеренно-тёплый	выше на 1–3 °С	термохрон
19f	800–790	очень холодный	ниже на 8–12 °С	криохрон

Согласно **табл. 4**, средний неоплейстоцен (с 427 по 127 ТЛН, МИС-11 – МИС-6) характеризуется неустойчивым климатом (см. также табл. 2). Здесь выделено 6 МИС, из них 3 холодных и 3 тёплых. На территории Западно-Сибирской низменности этим стадиям соответствуют 9 криохрон и 9 термохрон (табл. 4, [12]). Начало трансгрессии Карского палеобассейна приходится на начало МИС-11. Морские воды сначала проникли в речные долины, а затем затопили всю равнину от Урала до плато Путорана. Глубина бассейна к концу МИС-11 достигала 50 м. В летнее время температура воды была положительной. В субмаринных условиях криолитозона деградировала полностью, и только на наиболее возвышенных местах п-вов Ямал и Гыданский в субаральных условиях продолжалось охлаждение пород и наращивание мощности криолитозон. Во второй половине среднего плейстоцена после незначительной регрессии вновь началась мощная трансгрессия холодных арктических вод. Море снова проникло до Сибирских увалов и затопило всю равнину от Урала до Путорана. Глубина моря достигла 150–200 м, а его солёность – 34 г/л. Температура воды была отрицательной или близкой к 0 °С. Континентальные ледниковые покровы на равнине отсутствовали. После кратковременной регрессии тёплые атлантические воды (с положительной температурой) вновь проникли в арктический бассейн до Таймыра. Регрессия Карского палеобассейна началась в конце среднего неоплейстоцена. К началу казанцевской эпохи береговая линия была уже севернее современной. На осушившейся территории происходило многолетнее промерзание пород [12]. Самой продолжительной из криохрон среднего неоплейсто-

Таблица 4. Изменение климата севера Западной Сибири и Южно-Карского бассейна в среднем неоплейстоцене [12]

Table 4. Climate changes in the north of the Western Siberia and the South Kara Sea basin in the Middle Pleistocene [12]

МИС	Тысяч лет	Климат	ΔT °С (выше/ниже современной Т.)	Эпоха
6	185–127	очень холодный	ниже на 8–12 °С	криохрон
7a	208–185	умеренно-тёплый	выше на 1–3 °С	термохрон
7b	209–208	холодный	ниже на 3–5 °С	криохрон
7c	223–209	тёплый	выше на 3–5 °С	термохрон
7d	238–223	очень холодный	ниже на 8–12 °С	криохрон
7e	248–238	тёплый	выше на 3–5 °С	термохрон
8a	259–248	холодный	ниже на 3–5 °С	криохрон
8b	268–259	умеренно-тёплый	выше на 1–3 °С	термохрон
8c	283–268	очень холодный	ниже на 8–12 °С	криохрон
9a	287–283	умеренно-тёплый	выше на 1–3 °С	термохрон
9b	290–287	холодный	ниже на 3–5 °С	криохрон
9c	312–290	умеренно-тёплый	выше на 1–3 °С	термохрон
9d	314–312	холодный	ниже на 3–5 °С	криохрон
9e	334–314	тёплый	выше на 3–5 °С	термохрон
10a	369–334	очень холодный	ниже на 8–12 °С	криохрон
10b	389–369	умеренно-тёплый	выше на 1–3 °С	термохрон
10c	393–389	холодный	ниже на 3–5 °С	криохрон
11	426–393	тёплый	выше на 3–5 °С	термохрон

цена была эпоха МИС-6 (почти 60 ТЛ), она же была и самой холодной. Это был единый криохрон (тазовская эпоха). Менее продолжительными, но не менее холодными были криохроны 10a, 8c, 7d. В холодные эпохи среднегодовая температура в районах к югу от 60° с. ш. была ниже современной на 9–10 °С, а южная граница лесотундры опускалась до 56–58° с. ш. Из термохрон наиболее продолжительной и тёплой была МИС-11 (тобольская эпоха). По палеонтологическим данным в тобольский оптимум температура была на 10 °С выше современной [12].

В позднем неоплейстоцене (со 127 по 11 ТЛН, МИС-5 – МИС-2) выделено две тёплых и две холодных эпохи (табл. 5, [12]).

Стадия МИС-5 – самая продолжительная из всех стадий, приведённых в табл. 5. Она начинается с казанцевской эпохи (со 127 по 114 ТЛН, МИС-5e), которая наступила после крайне сурового тазовского криохрона (МИС-6). МИС-5e – наиболее тёплый термохрон стадии МИС-5 продолжительностью около 15 ТЛ. Потепление произошло скачком. Всего за 1–2 ТЛ среднегодовая температура повысилась на 11–15 °С и стала на 2–4 °С выше современной. Казанцевское море не было ледовитым [10]. Тёплый климат эпохи МИС-5e также скачкообразно сменился суровым климатом 5d (со 114 по 103 ТЛН). В течение 1–2 ТЛ среднегодовые температуры понизились на 10–15 °С (см. табл. 2, 5). Сформировавшаяся криолитозона деградировала в последующем термохроне МИС-5abc.

Таблица 5. Изменение климата севера Западной Сибири и Южно-Карского бассейна в позднем неоплейстоцене [12]

Table 5. Climate changes in the north of the Western Siberia and the South Kara basin in the Late Pleistocene [12]

МИС	Тысяч лет	Климат	ΔT °С (выше/ниже современной T.)	Эпоха
2	37–11	очень холодный	ниже на 8–12 °С	криохрон
3	57–37	холодный	ниже на 1–3 °С	криохрон
4	71–57	очень холодный	ниже на 8–12 °С	криохрон
5abc	103–71	умеренно-тёплый	выше на 1–3 °С	термохрон
5d	114–103	очень холодный	ниже на 8–12 °С	криохрон
5e	127–114	тёплый	выше на 2–4 °С	термохрон

В северных районах в МИС-5 криогенный процесс развивался в субэаральных и в субмаринных условиях. В начале казанцевской эпохи (МИС-5е) Палеокарское море затопило шельф, прибрежные равнины (до Полярного круга). При глубине моря около 50 м температура воды составляла 3–4 °С. Считается, что казанцевская трансгрессия завершилась около 75 ТЛН. Регрессия, начавшаяся в конце казанцевской эпохи, привела к осушению и глубокому эрозионному расчленению огромной территории на севере равнины. Уровень моря к началу эпохи МИС-4 опустился на 80 м ниже современного [9, 11, 12]. Оледенения в МИС-6, 5d, 4 (с максимумами около 140, 90 и 60 ТЛН соответственно [15]) на северо-западе Евразии и связанные с ними гляциоизостатические движения приводили к чередованию континентальных и морских обстановок на Печорском, Карском шельфах и прибрежных частях низменностей [5]. В интервал МИС-5е–5а (от 140–130 до 70 ТЛН) шельф большую часть времени был занят морем. Таким образом, мёрзлые толщи, формировавшиеся в короткие фазы осушения шельфа, полностью деградировали в следующие за ними продолжительные трансгрессии моря [5].

Стадия МИС-4 (валдайская/вюрмская в Европе, зырянско-сартанская в Сибири, висконсинская в Сев. Америке) была эпохой похолодания, длившейся с 71 по 57 ТЛН. Она наступила после потепления в МИС-5 и сопровождалась дальнейшей регрессией (до 70–80 м ниже современного уровня моря). Среднегодовые температуры были на 6 °С ниже современных. Западная часть Кольского п-ва была в это время под ледником, Гольфстрим не проникал через языки ледника, и вне его зона вечномёрзлых пород достигала мощности 500 м и более [10]. В Сибири стадиям МИС-4, 3 и 2 (71–11 ТЛН) соответствовал единый зыряно-сартанский криохрон. Относительно слабое каргинское потепление почти не проявилось в картине формирования криолитозон. Экстремальные геокриологические условия сформировались в сартанскую эпоху [12]. В Западной Сибири природные зоны во время зырянской эпохи сместились к югу на 1200 км. Суша была почти в современных границах, а тундра и лесотундра сместились почти до широтного Приобья. Покровного оледенения не было (было лишь горное и долинное).

Стадия МИС-3 (средне-валдайская, средневюрмская, каргинская эпохи) длилась от 57 до 24 ТЛН. Во время каргинской эпохи климатические условия были несколько холоднее, чем в голоцене, но заметно теплее, чем в последующее суровое сартанское время. Среднегодовые температуры были ниже современных на 2–4° [10], а положение зон растительности было близким к современному [11]. До 40–45 ТЛН на территории наблюдается ингрессия морского бассейна, которая сменилась регрессией около 40 ТЛН [10].

Сартанская эпоха (МИС-2, с 24 по 10,5 *ТЛН*) характеризовалась наиболее суровым, резко континентальным аридным климатом и уникальной (110–130 м) регрессией Карского палеобассейна. Береговая линия отступила на сотни километров к северу от её современного положения [10]. Считается, что сартанское оледенение было максимальным в позднем неоплейстоцене, охватившим не только горное обрамление Западно-Сибирской низменности, включая арктические архипелаги, но и участки прибрежных равнин [10]. В экстремальную фазу сартанского времени («главный климатический минимум плейстоцена») на огромной циркумполярной территории среднегодовая температура была ниже современной на 8–12 °С [12]. Она менялась от -10–12 °С на широте 56° с. ш. до -20–22 °С на широте 80° с. ш. Самый холодный и сухой климат в интервале 25–15 *ТЛН* всё же обеспечивал существование менее обильной мамонтовой фауны как на берегах моря Лаптевых, так и в низовьях Оби [1]. Ограниченное развитие ледниковых покровов МИС-2, которые не распространялись на большую часть российской арктической суши (см. рис. 2), резко отличает последнее оледенение Евразии как от ледниковых циклов среднего плейстоцена, так и от североамериканской модели. Это, вероятно, связано с гораздо большей континентальностью климата евроазиатского материка (за исключением Скандинавского полуострова), которая усиливалась на протяжении плейстоцена [10]. Карский и Печорский шельфы, полностью или почти полностью находившиеся под ледниковыми покровами в МИС-6 (185–127 *ТЛН*), в сартанское (поздневалдайское) время (МИС-2) характеризовались существованием здесь перигляциальных условий [15]. На границе неоплейстоцена и голоцена (13,5–10,5 *ТЛН*) холодные и очень холодные эпохи неоднократно сменялись эпохами потепления. Перелом в сторону потепления климата произошёл 10700 ± 200 лет назад, а устойчивое потепление началось только в бореальном периоде [12].

Первая морская изотопная стадия МИС-1, длящаяся с 10,7 *МЛН* по настоящее время, в целом была заметно теплее предыдущей стадии МИС-2, но характеризовалась частой сменой холодных и относительно тёплых периодов. Переход от последнего позднеоплейстоценового похолодания (в МИС-2) к голоцену (МИС-1) характеризуется повышением температур как тёплого периода, так и января. В регионе Карского моря потепление составляет около 4–6 °С, в восточном секторе разница ещё выше – до 6–8 °С [10]. Потепление на шельфе началось тогда, когда растаял язык Скандинавского ледового щита, препятствовавший проникновению Гольфстрима в Баренцево море. Начало климатического оптимума в Европейской части Арктики приходилось на период 8,0–7,9, а конец – 5,3–5,0 *ТЛН* (6,5–4,5 *ТЛН* для Русской равнины и 5,7–3,7 *ТЛН* для Баренцева моря). Во время климатического оптимума шельф был затоплен морем, среднегодовая температура на 2 °С превышала современную на широте 60° с. ш. и на 3 °С севернее. Количество осадков на 20 % превышало современное [11].

Голоценовая трансгрессия Карского моря, начавшаяся на отметках около -40–50 м, протекала неравномерно с небольшими колебаниями уровня. Резкий подъём уровня моря начался в период с 10,3 по 9,2 *ТЛН* [10] с максимумом трансгрессии около 6–5 тыс. лет назад, когда уровень моря превышал современный на 5–10 м. При этом лесная растительность мигрировала к северу примерно на 600 км [10]. Около 4 *ТЛН* уровень Карского моря становится близким к современному, и на территории наблюдается похолодание климата. Среднегодовая температура воздуха стала ниже современной на 1–3 °С. Последующее постепенное потепление климата до современных температур (после 3 *ТЛН*) привело к росту торфяников практически на всех геоморфологических уровнях [10]. Около 2 *ТЛН* в северной части Западно-Сибирской низменности устанавливаются климат и положение зон мерзлоты, близкие к современным [11].

Изложенная история изменения климата Южно-Карского бассейна представлена в табл. 2 в цифровом виде и в графическом на **рис. 3**. В периоды трансгрессий среднегодовая температура на поверхности осадочного чехла была близка к температуре морской воды у дна моря (около $-1,7^{\circ}$), тогда как в периоды регрессий она была близка к среднегодовой температуре воздуха.

Возможное влияние ледяного покрова на оценки палеоклимата. Геокриологические условия прибрежных частей Печорского и Карского шельфов были существенно мягче по сравнению с внеледниковыми шельфами (морей Лаптевых и Восточно-Сибирского), но более суровыми по сравнению с криолитозоной баренцевоморского шельфа [5].

Геофизическими методами установлены границы распространения субмаринных многолетнемёрзлых пород на шельфе Карского моря. Это реликтовые мёрзлые толщи, сформированные в субаэральных условиях во время последнего криохрона (20–18 *ТЛН*) и затопленные впоследствии в ходе последней трансгрессии (16–5 *ТЛН*). Наличие субаквальных многолетнемёрзлых пород подтверждается на юго-востоке Карского моря и ямальском шельфе до глубины 105 м [10, 15].

Широкое распространение в литературе восьмидесятых годов получила идея ледникового максимума в самом конце плейстоцена (22–17 *ТЛН*) с подпруживанием западносибирских рек и образованием гигантского озёрного водоёма. Однако статистика радиоуглеродных дат, находки останков мамонтов и отсутствие следов огромного подпружного озера привели к выводу о несостоятельности этой идеи. Это подтверди-

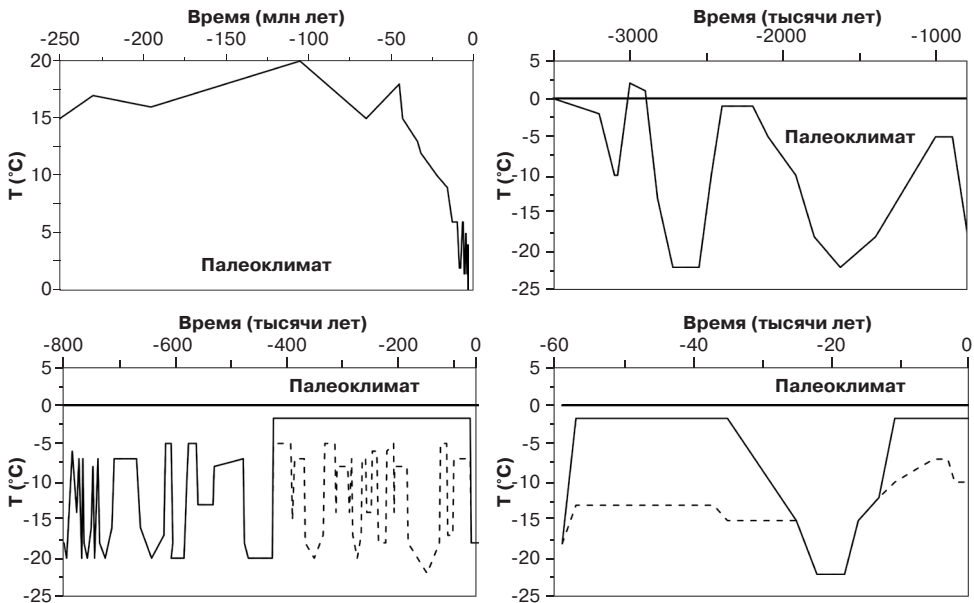


Рис. 3. Изменение климатических условий Южно-Карского бассейна с триаса по настоящее время. *Сплошные линии* – среднегодовые температуры на поверхности осадочного чехла; *пунктирные линии* – среднегодовые температуры воздуха.

Fig. 3. Changes in climatic conditions of the South Kara Sea Basin from the Triassic to the present. *Solid lines* – average annual temperatures on the sedimentary cover surface; *dotted lines* – average annual air temperatures.

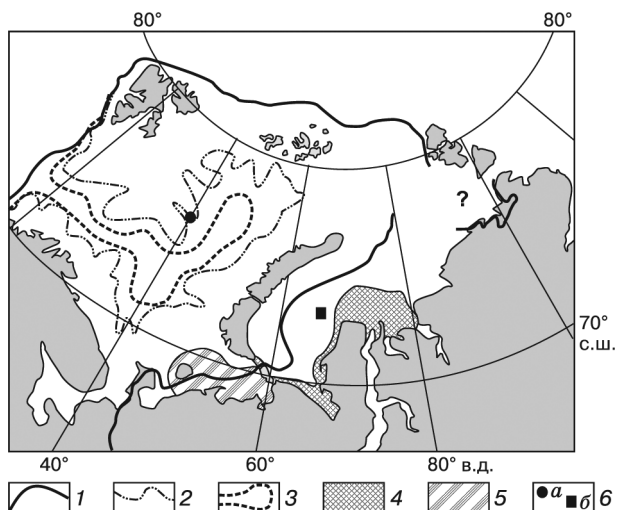


Рис. 4. Палеогеография и мёрзлые толщи баренцевоморского и карского шельфов [6]. Границы: 1 – поздневалдайского (сартанского) ледникового покрова, 2 – плавучего шельфового ледника, окаймлявшего наддонные ледники Скандинавского, Новоземельского и Северного центров, 3 – части центральной впадины Баренцевоморского шельфа, свободной ото льда ледникового щита. Распространение субмаринных мёрзлых толщ в прибрежных частях шельфов: 4 – сплошное/прерывистое, 5 – прерывистое/островное. Местоположение скважин, вскрывших ярус многолетнемёрзлых пород: 6a – при глубинах моря 230 м, 6б – 109–114 м (Русановская площадь).

Fig. 4. Paleogeography and frozen strata of the Barents and Kara Sea shelves [6]. Boundaries: 1 – the Late Valdai (Sartanian) ice sheet, 2 – the floating ice shelf bordering the glaciers of the Scandinavian, Novaya Zemlya and Northern centers, 3 – the central depression of the Barents Sea shelf free of glacial shield ice. The distribution of submarine permafrost in the coastal parts of the shelves: 4 – continuous/intermittent, 5 – intermittent/ insular. Location of the wells which have opened a permafrost layer: 6a – at sea depths of 230 m, 6b – 109–114 m (Rusanovskaya area).

лось и исследованиями районов Русской Арктики по программе QUEEN, которые не обнаружили ледниковые образования в МИС-3 и МИС-2 [10, 15].

В МИС-4 (см. табл. 5) Карский и Печорский шельфы полностью или почти полностью перекрывались ледниками [15]. Ледниковый максимум приурочен к самому началу вислинского ледникового века (МИС-5d). Именно тогда низкие температуры в первый (и последний) раз совпали с максимальными снегопадами. Последующие похолодания не смогли сформировать крупных ледников из-за недостатка атмосферных осадков, перехваченных приатлантическими ледниками. Надёжно установлено, что наиболее мощные ледники, покрывавшие и сушу, и Ледовитый океан до глубины 1 км, развивались в среднем плейстоцене, т. е. ранее 130–140 ТЛН [1, 2].

В пределах Южно-Карского бассейна могли формироваться ледниковые покровы лишь ограниченных размеров в силу заметно большей континентальности его климата по сравнению с климатом соседнего Баренцевоморского региона. Даже в максимальную фазу оледенения (в МИС-5d) маловероятно, что мощность ледяного покрова в пределах изучаемых площадей Южно-Карского бассейна превышала 1 км [1]. Следовательно, нагрузка от ледникового покрова на лежащие ниже осадочные породы не превосходила нагрузку от осадков, удалённых эрозией в миоцене, и тогда влиянием нагрузки ледникового покрова на пористость лежащих ниже осадков можно пренебречь. При ограниченной мощности этих покровов соответствующая поправ-

ка к палеоклиматическим данным в табл. 2 также не должна превышать ошибки их определения.

В заключение раздела коротко остановимся на своеобразном изменении температуры воды в шельфовых морях Арктики [11]. Когда температура воздуха на поверхности моря ($T_{\text{возд}}$) меньше нуля, температура воды при погружении увеличивается и достигает 0°C на глубине, равной максимальной толщине припайного льда, смыкающегося с дном моря (около 2 м). При дальнейшем углублении температура воды сначала переходит в положительную, что обусловлено значительным прогреванием воды летом на мелководьях, а затем начинает понижаться, на глубине 7–8 м снова переходит через ноль и становится отрицательной. Дальнейшее погружение сопровождается понижением температуры воды, и на глубине 35–40 м она достигает значения $-1,7$ – $-1,8^{\circ}\text{C}$. На глубинах от 35–40 до 150–200 м она остаётся постоянной ($-1,6$ – $-1,8^{\circ}\text{C}$) и уже не подвержена сезонным колебаниям. При глубинах более 200 м температура придонной воды плавно повышается и достигает $-0,8^{\circ}\text{C}$ на глубине 500 м [11].

Заключение. Анализ большого числа работ, посвящённых изучению палеоклиматических условий развития Арктического сектора Западно-Сибирского бассейна, позволил построить кривую изменения палеоклимата Южно-Карского бассейна для периода с 250 МЛН по настоящее время, которая в дальнейшем может быть использована в численных реконструкциях термической истории бассейна. Кривая палеоклимата для периода с 260 по 65 МЛН построена на основе серии палеотектонических реконструкций изучаемого района и реконструкций палеоклимата Земли. Для кайнозоя палеоклимат определяется в соответствии с исследованиями вариаций климата Евразии за последние 65 МЛ в работе [9]. История изменения климата в последние 3,5 МЛ включает более девяти стадий формирования и деградации зон вечномёрзлых пород.

Ограниченные размеры ледниковых покровов, формировавшихся в пределах Южно-Карского бассейна, позволяют при численном моделировании эволюции термического режима бассейна пренебречь влиянием нагрузки ледникового покрова на пористость лежащих ниже осадков по сравнению с аналогичным влиянием нагрузки осадков, удалённых эрозией в миоцене. По той же причине можно пренебречь и температурным влиянием ледникового покрова на палеоклиматические данные в табл. 2.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов В.И. К позднекайнозойской истории запада Евразийской Арктики // Вестник С.-Петербургского ун-та. 2007. Сер. 7, вып. 1. С. 3–20.
2. Балу Ю.Б., Иванина Д.Ю. Развитие криолитогеоза в районах побережья западного сектора Арктики // Криосфера Земли. 2004. Т. VIII, № 2. С. 64–73.
3. Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.
4. Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метёлкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 8. С. 1083–1107.
5. Гаврилов А.В. Типизация Арктических шельфов по условиям формирования мёрзлых толщ // Криосфера Земли. 2008. Т. XII, № 3. С. 69–79.
6. Данилов И.Д., Булдович С.Н., Луковкин Д.С. Модель динамики теплообмена в породах Карского шельфа и палеошельфа в позднем плейстоцене–голоцене и субмаринный криолитогеоз // Криосфера Земли. 1999. Т. III, № 4. С. 54–60.
7. Еришов Э.Д. (ред.). Геокриология СССР: Западная Сибирь. М.: Недра, 1989. 456 с.
8. Конторович В.А., Конторович А.Э. Геологическое строение и перспективы нефтегазонасыщенности шельфа Карского моря // ДАН. 2019. Т. 489, № 3. С. 272–276.

9. Лаврушин Ю.А., Алексеев М.Н. Арктические районы // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена) / Под ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 1999. С. 21–42.
10. Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене–голоцене. Дисс. канд. геол.-мин. наук. ФГБУН Институт криосферы Земли. Сибирское отд. РАН. Тюмень, 2015. 197 с.
11. Розенбаум Г.Е., Шполянская Н.А. Позднекайнозойская история криолитозоны Арктики. М.: Научный мир, 2000. 104 с.
12. Фотиев С.М. Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (сообщение 1) // Криосфера Земли. 2005. Т. IX, № 2. С. 2–22.
13. Frakes L.A. Climates throughout geological time. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 1–310.
14. Kiehl J.T., Shields Ch.A. Climate simulation of the latest Permian: Implications for mass extinction // *Geology*. 2005. V. 33, no 9. С. 757–760.
15. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // *Quatern. Sci. Rev.* 2004. Vol. 23, no 11–13.

REFERENCES

1. Astakhov, V.I., "On the Late Cenozoic history of the western Eurasian Arctic", *Bull. of St. Petersburg University* 7 (1), 3–20 (2007) (in Russian).
2. Balu, Yu.B., Ivanina, D.Y., "Development of cryolithogenesis in the coastal areas of the western sector of the Arctic", *Cryosphere of the Earth* VIII (2), 64–73 (2004) (in Russian).
3. Bogdanov, N.A., "Tectonics of the Arctic Ocean", *Geotectonika* 3, 13–30 (2004) (in Russian).
4. Lavrushin, Yu.A., Alexeyev, M.N., "Arctic regions", *Climate and landscape changes over the last 65 million years (Cenozoic: from Paleocene to Holocene)* (Moscow: GEOS, 1999, p. 21–42) (in Russian).
5. Vernikovskiy, V.A., Dobretsov, N.L., Metelkin, D.V., Matushkin, N.Yu., Kulakov, I.Yu., "Problems of tectonics and tectonic evolution of the Arctic", *Geologia i Geophysika* 54 (8), 1083–1107 (2013) (in Russian).
6. Gavrilov, A.V., "Typification of Arctic shelves according to the permafrost formation conditions", *Kriosfera Zemli* XII (3), 69–79 (2008) (in Russian).
7. Danilov, I.D., Buldovich, S.N., Lukovkin, D.S., "Model of heat exchange dynamics in rocks of the Kara Sea shelf and paleoshelf in the late Pleistocene–Holocene and submarine cryolithogenesis", *Kriosfera Zemli* III (4), 54–60 (1999) (in Russian).
8. Yerшов, E.D. (ed.), *Geocryology of the USSR: Western Siberia* (Moscow: Nedra, 1989) (in Russian).
9. Kontorovich, V.A., Kontorovich, A.E., "Geological structure and prospects of the oil and gas potential of the Kara Sea shelf", *DAN* 489 (3), 272–276 (2019) (in Russian).
10. Oblogov, G.E., *Evolution of the cryolithozone of the coast and shelf of the Kara Sea in the late Pleistocene–Holocene*. PhD Thesis (Institute of the Cryosphere of the Earth. Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences. Tyumen 2015) (in Russian).
11. Rosenbaum, G.E., Shpolyanskaya, N.A., *Late Cenozoic history of the Arctic cryolithozone* (Moscow: Nauchnyi Mir, 2000) (in Russian).
12. Fotiev, S.M., "Modern ideas about the evolution of the cryogenic region of the Western and Eastern Siberia in the Pleistocene and Holocene (Message 1)", *Kriosfera Zemli* IX (2), 2–22 (2005) (in Russian).
13. Frakes, L.A., *Climates throughout geological time* (Amsterdam: Elsevier, 1979).
14. Kiehl, J.T., Shields, Ch.A., "Climate simulation of the latest Permian: Implications for mass extinction", *Geology* 33 (9), 757–760 (2005).
15. Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., et al., "Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia", *Quatern. Sci. Rev.* 23, 11–13 (2004).