

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ КРИОЛИТОЗОНЫ ШЕЛЬФА ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

Разумов Сергей Олегович

доктор географических наук,

главный научный сотрудник

Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН,

г. Якутск

АННОТАЦИЯ

Разработана новая двумерная математическая модель позднекайнозойской эволюции криолитозоны арктического шельфа. Оценены состояния и масштабы распространения криолитозоны на шельфе центрального сектора Восточно-Сибирского моря в разные временные срезы позднего кайнозоя, включая современный этап ее развития. В настоящее время криолитозона включает предположительно шесть ярусов реликтовых многолетнемерзлых пород, разделенных горизонтами засоленных отложений морских трансгрессий.

ABSTRACT

A new two-dimensional mathematical model of the late Cenozoic evolution of the Arctic shelf cryolithozone is developed. The conditions and extent of the cryolithozone distribution on the shelf of the Central sector of the East Siberian Sea in different time sections of the late Cenozoic, including the current stage of its development, are estimated. Currently, cryolithozone supposedly includes six tiers of relict permafrost, divided horizons of the saline deposits of marine transgressions.

Ключевые слова: криолитозона, эволюция, математическая модель, климатические изменения.

Keywords: cryolithozone, evolution, mathematical model, climate change.

Последствия климатических изменений для криолитозоны арктического шельфа и прилегающей суши можно с высоким уровнем уверенности признать важными. Вместе с тем, до настоящего времени нет четкого представления о закономерности распространения мерзлоты на арктическом шельфе, о физико-химических условиях ее эволюции в прошлые эпохи, о ее состоянии в настоящем и тенденциях развития в будущем.

Физико-математическое моделирование позднекайнозойской эволюции криолитозоны рассматриваемого района шельфа с учетом климатических изменений, позволит количественно описать многолетние изменения температуры и солености осадков, оценить современную мощность и масштабы распространения субмаринной мерзлоты на временных срезах позднего кайнозоя, включая современный этап. Эти оценки помогут определить состояние и масштабы зоны стабильности газовых гидратов, а также вероятность массивированных выбросов в атмосферу парниковых газов, сконцентрированных под мерзлыми толщами, и окисления вод Северного Ледовитого океана.

Анализ тематических публикаций в рецензируемых изданиях показывает, что физико-математические модели эволюции криолитозоны шельфа рассматриваемого арктического района с учетом пространственно-временных изменений температуры и солености придонных вод, влажности осадков, геотермического потока на шельфе, перемещения береговой линии в результате трансгрессивно-регрессивных циклов пока не разработаны.

Эволюция многолетнемерзлой толщи шельфа арктических морей в позднем кайнозое отражает процессы неоднократных промерзаний и деградации мерзлоты под воздействием термогалинных факторов в связи с трансгрессивно-регрессивными циклами Полярного бассейна. Формирование современной криолитозоны арктического шельфа началось после казанцевской трансгрессии MIS5e. Поэтому для построения модели криолитозоны шельфа Восточно-Сибирского моря рассмотрены ее изменения в неоплейстоцене и голоцене.

Шельф центрального сектора Восточно-Сибирского моря имеет зональное строение. Морская граница внутренней зоны шельфа, подверженной воздействию волн, располагается на глубинах моря 20..25 м в 80..120 км от берега. Средняя зона шельфа заключена в интервале глубин от 25 до 70 м между 120 и 540 км от берега, а внешняя зона шельфа – от 70 до 110 м между 540 и 720 км от берега. Переход к континентальному склону обрывистый.

Геологические условия исследуемого района характеризуются по материалам [2, 3, 6]. Физические характеристики осадков рассчитаны по данным [7]. Для построения двумерной модели криолитозоны выбран профиль, пересекающий западную часть Чукотско-Восточносибирского осадочного бассейна от мыса Крестового до прогиба Вилькицкого. Профиль проходит через прибрежную моноклинал с чехлом кайнозойских осадков мощностью до 1-3 км, Восточно-Сибирскую рифтогенную впадину с мощным чехлом осадков от 5 до 12 км, поднятие Де-Лонга и Северо-Чукотское поднятие с чехлом осадков

мощностью до 1-3 км и заканчивается на континентальном склоне в юго-западной периферии прогиба Вилькицкого.

Постановка задачи моделирования температурного поля осадков, солености поровых вод и распространения мерзлоты на шельфе в разные временные срезы позднего кайнозоя включает известные нестационарные дифференциальные уравнения теплопроводности и массопереноса, начальные и краевые условия.

По данным [10, с. 153], горизонтальные градиенты среднегодовой температуры и солености поровых вод верхнего слоя осадков в прибрежно-шельфовой зоне составляют несколько тысячных долей градуса и промилле на 1 метр. Вертикальные градиенты температуры и солености поровых вод осадков в береговой зоне превышают их горизонтальные градиенты в 10-17 и почти в 400 раз, соответственно. Ввиду этого горизонтальным

переносом тепла и солей в осадках шельфа можно пренебречь. Весьма сложные двухмерные задачи теплопроводности и массопереноса можно рассматривать как дискретно-одномерные задачи в условиях пространственно-временных изменений температуры и солености придонной воды.

При постановке начальных условий допускалось, что в течение казанцевского термохрона MIS5e и соответствующей бореальной трансгрессии моря многолетнемерзлые породы, сформировавшиеся на шельфе в конце среднего плейстоцена во время ледниковья MIS 6, полностью деградировали. Температура осадков в это время была близка к нулю или превышала его на 1-2 °С.

Для постановки верхних краевых условий использованы результаты анализа климатических и гидрологических условий в позднем плейстоцене и голоцене по материалам [1, 4, 9] (рис. 1).

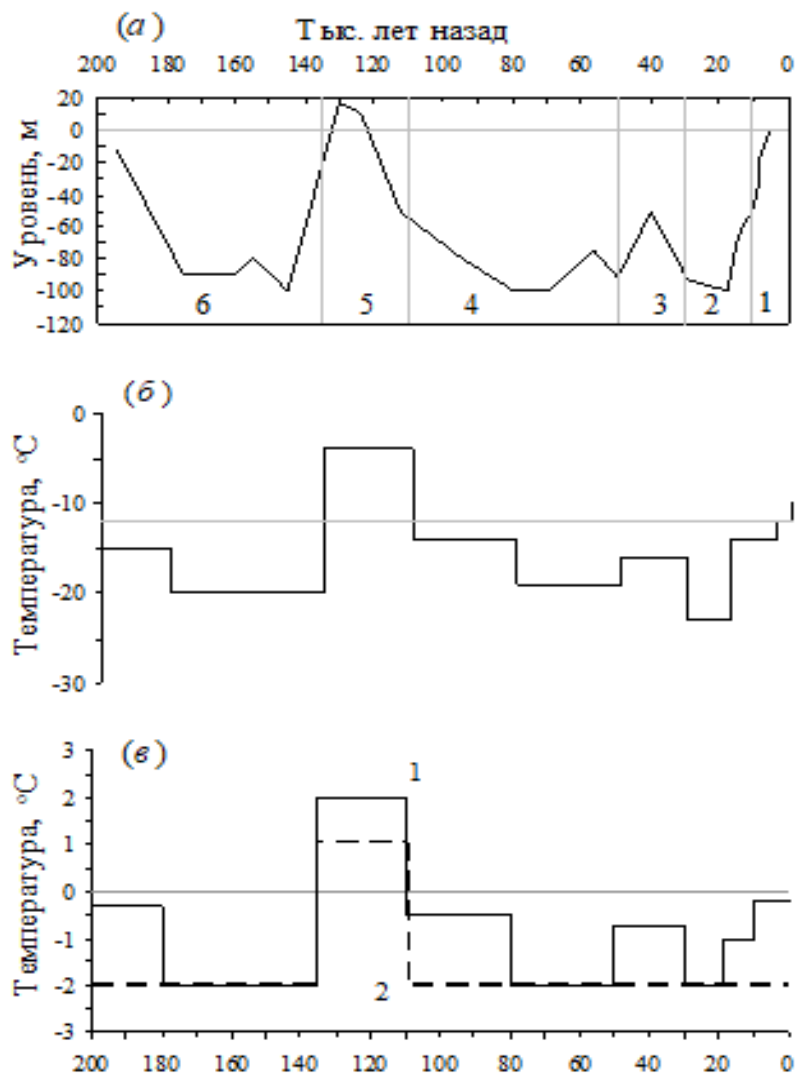


Рисунок 1. Предполагаемые климатические и гидрологические изменения в исследуемом районе в позднем кайнозое.

(а) Колебания уровня Восточно-Сибирского моря относительно современных отметок уровня. Морские изотопные стадии: 1 – MIS 1; 2 – MIS 2; 3 – MIS 3; 4 – MIS 4/ MIS 5a-d; 5 – MIS 5e; 6 – MIS 6/ MIS 7a.

(б) Изменения среднегодовой температуры приземного воздуха.

(в) Изменения среднегодовой температуры придонной воды на внутреннем шельфе (1), на среднем и внешнем шельфе (2).

На нижней границе криолитозоны задавалась плотность глубинного потока тепла $q(x)$ по данным [8]. Предполагается, что геотермический поток изменяется вдоль рассматриваемого профиля от 0.06 Вт/м² на прибрежной моноклинали (полоса шельфа 120 км от берега) до 0.07 Вт/м² в

Восточно-Сибирской рифтогенной впадине и поднятии Де-Лонга.

Решения нестационарных уравнений теплопроводности и диффузии солей, удовлетворяющих начальным и краевым условиям имеют вид:

$$T(z, x, t) = T(x, t) \cdot (1 - z/h(x, t)) + f(z, x, t),$$

$$S(z, x, t) = S(x, t) + (S_z - S(x, t)) \cdot \text{erf}(z/\sqrt{4Dt}),$$

где $f(z, x, t)$ – интегральная экспоненциально-синусоидальная функция, которая на границах

криолитозоны принимает значение 0 независимо от времени t при любом расстоянии от берега x :

$$f(z, x, t) = \begin{cases} 0, & z = 0 \\ \sum_{n=1}^N \Phi_n \exp(-\alpha_{MT} \pi^2 n^2 t / h(x, t)^2) \cdot \sin(n\pi z / h(x, t)), & 0 < z < h(x, t) \\ 0, & z = h(x, t) \end{cases}$$

Φ_n – коэффициенты Фурье, $\text{erf}(\dots)$ – интеграл вероятностей, D – коэффициент диффузии солей, α_{MT} – коэффициенты температуропроводности мерзлых (α_M) или талых (α_T) пород, z – глубина в

осадках от поверхности дна. $T(x, t)$ – среднемноголетняя среднегодовая температура на поверхности шельфа, $S(x, t)$ – среднемноголетняя соленость придонного слоя воды.

Глубина нижней границы криолитозоны $h(x, t)$ вычислялась с помощью уравнения баланса

тепла на подвижной границе фазовых переходов и времени промерзания t :

$$h(x, t) = 0.5(h(x, 0) - q(x) \cdot t / \phi) + \sqrt{0.25(h(x, 0) - q(x) \cdot t / \phi)^2 - \lambda_M \cdot T(x, t) \cdot t / \phi},$$

$$\phi = L_\phi \rho (w - w_H), h(x, 0) = -\lambda_M \cdot T(x, 0) / q(x).$$

$T(x, 0)$ – среднемноголетняя среднегодовая температура поверхности в период промерзания MIS 4/ MIS 5a-d, λ_M – коэффициент теплопроводности мерзлых осадков, L_ϕ – удельная

теплота фазовых переходов, w – весовая влажность/льדיстость осадков, w_H – количество незамерзшей воды, ρ – плотность минеральной части осадка. $h(x, 0)$ – глубина максимального промерзания осадков в конце MIS 4/MIS 5a-d.

Верхние краевые условия, глубина нижней границы криолитозоны в разные этапы эволюции криолитозоны и современная глубина кровли

мерзлоты от поверхности дна $\zeta(x, t)$, которая оценивалась по данным [4, с. 689], приведены в таблице 1.

Таблица 1

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГРАНИЦ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ШЕЛЬФА ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ ПО ПРОФИЛЮ ОТ МЫСА КРЕСТОВОГО ДО ПРОГИБА ВИЛЬКИЦКОГО

Координаты точек профиля		Субаэральные условия MIS5a-d / MIS4			Субаквальные и субаэральные* условия MIS3			Субаэральные условия MIS2/ MIS1			Субаквальные условия MIS2/MIS1			
x , км	z_m , м	Δt , т.л.н.	$T(x, t)$, °C	$h(x, t)$, м	Δt , т.л.н.	$T(x, t)$, °C $S(x, t)$, ‰	$h(x, t)$, м	Δt , т.л.н.	$T(x, t)$, °C	$h(x, t)$, м	Δt , т.л.н.	$T(x, t)$, °C $S(x, t)$, ‰	$h(x, t)$, м	$\zeta(x, t)$, м
700	100	80-70	-19	210	70-20	-1.9 34	30	20-18	-23	150	18-0	-1.9 34	0	0
660	90	90-65	-18	470	65-30	-1.9 34	250	30-18	-23	500	18-0	-1.8 33.5	280	110
600	80	95-48	-18	620	48-33	-1.9 34	390	33-17	-20	665	17-0	-1.8 33.4	370	105
540	70	100-45	-18	620	45-35	-1.9 34	465	35-16	-19	740	16-0	-1.7 33.3	500	100
410	60	102-43	-17	620	43-38	-1.8 33	520	38-14	-19	760	14-0	-1.7 32.7	510	90
330	50	112-50	-17	680	50-30*	-1.6	660	30-12	-19	700	12-0	-1.6 32.5	510	60

300	40	115-50	-17	700	50-30*	-16	680	30-10	-19	730	10-0	-1.5 32.2	550	60
230 - 140	30	117-50	-17	710	50-30*	-16	690	30-9	-19	740	9-0	-1.3 32	590	45
80	20	119-50	-17	810	50-30*	-16	795	30-8	-18	815	8-0	-1.1 29	705	40
30	10	120-50	-17	815	50-30*	-16	800	30-7	-18	820	7-0	-0.6 25.5	715	45
15	5	121-50	-16	820	50-25*	-17	830	30-6	-15	790	6-0	-0.2 24.5	720	25
0	0	122-50	-16	820	50-18*	-19	860	18-0	-13	775				

В таблице: z_m – глубина моря, Δt (т.л.н.) – шельфа, двухмерная модель которой представлена на рисунке 2. интервал времени (тысячи лет назад). В ходе позднекайнозойской эволюции сформировалась современная криолитозона исследуемого района

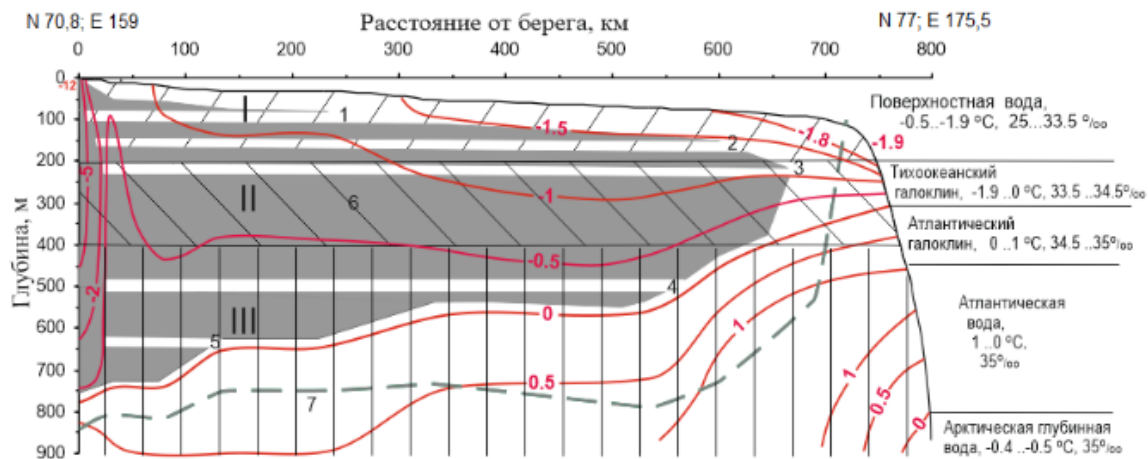


Рисунок 2. Двухмерная модель современной криолитозоны центральной части шельфа Восточно-Сибирского моря.

I – четвертичные супесчано-суглинистые осадки ($\rho = 1400 - 1600 \text{ кг/м}^3$, $w = 20 - 40\%$, $\alpha_M = (0.9 \div 1.3) \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, $\alpha_T = (0.4 \div 0.6) \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, $D = 0.032 \text{ м}^2/\text{с}$), II – неогеновые супеси, суглинки, глины ($\rho = 1600 - 2000 \text{ кг/м}^3$, $w = 13 - 25\%$, $\alpha_M = (0.9 \div 1.4) \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, $\alpha_T = (0.58 \div 0.86) \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, $D = 0.032 \text{ м}^2/\text{с}$), III – палеогеновые суглинки, глины, супесчано-галечные осадки ($\rho = 1600 - 2200 \text{ кг/м}^3$, $w = 6 - 20\%$, $\alpha_M = (0.8 \div 1.7) \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, $\alpha_T = (0.5 \div 1.1) \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, $D = 0.02 \text{ м}^2/\text{с}$). Линии на графике – изотермы.

Горизонты талых осадков морского засоления (в скобках современная соленость): 1 – в начале неоплейстоцена, MIS 5e (14–17 ‰), 2 – во второй половине среднего плейстоцена, MIS 7a (6–11 ‰), 3 – в эоплейстоцене (3 ‰), 4 – в позднем олигоцене (1 ‰), 5 – в позднем эоцене (1 ‰). 6 – многолетнемерзлые породы, 7 – нижняя граница многолетнемерзлых пород при максимальном промерзании MIS 2.

Горизонты засоленных осадков, сформированные в результате трансгрессий

Полярного бассейна, продолжают в сторону суши. На суше и прибрежном шельфе вблизи берега засоленные осадки промерзли в условиях низких температур на поверхности. Для определения глубины залегания засоленных горизонтов использовались данные [2, 3] с учетом уклона поверхности 0.0002 от низовьев р. Колымы до бровки шельфа. Расчет современной солености поровых вод в древних горизонтах морского засоления проводился по схеме:

$$S(t) = S_{1,3} + (S_2 - S_{1,3}) \cdot \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{m/2\sqrt{D \cdot t}} e^{-\eta^2} d\eta,$$

где $S_{1,3} = (S_1 + S_3)/2$, S_1, S_3 – соленость осадков над кровлей и под подошвой слоя морского засоления, соответственно, S_2 – соленость в ядре слоя морского засоления, m – мощность слоя осадков с морским засолением, t – время после окончания трансгрессии моря, η – переменная интегрирования. Допускается, что начальная соленость в рассматриваемых горизонтах составляла 30-32 ‰. Соленость поровых вод в твердомерзлых осадках в основном не превышает 0.4..0.5‰ [10, с. 153].

Предлагаемая математическая модель позволяет описать (на примере Восточно-Сибирского моря) изменения термогалинного поля криолитозоны арктического шельфа от момента промерзания в холодные эпохи позднего кайнозоя до настоящего времени. Максимальное промерзание на разных участках исследуемого сектора шельфа произошло от 30-20 до 17-6 тыс. лет назад. Глубина промерзания варьирует от 150 м на внешней границе шельфа до 760-820 м на среднем и внутреннем шельфе. От начала послеледниковой трансгрессии 17-18 тыс. лет назад мерзлота нижних горизонтов криолитозоны деградировала на 200-300 м на внешнем и среднем шельфе и на 100-150 м на внутреннем шельфе. Фронт деградации мерзлоты верхних горизонтов в настоящее время достиг 60-110 м ниже дна на среднем и внешнем шельфе и 25-45 м на внутреннем шельфе. Средняя скорость деградации нижних и верхних горизонтов мерзлоты в течение уже упомянутой трансгрессии составила 1.4-1.7 и 0.5-0.6 см/год, соответственно.

Толща осадков шельфа центрального сектора Восточно-Сибирского моря включает шесть ярусов реликтовых многолетнемерзлых пород. Три верхних яруса мерзлоты располагаются в четвертичных осадках, три нижних яруса – в осадках неогена и палеогена. Ярусы мерзлоты прерываются горизонтами засоленных отложений морских трансгрессий (см. рис. 2). Многолетнемерзлые породы верхнего яруса распространены в толще осадков внутреннего шельфа. Эта часть шельфа – область нестационарной криолитозоны с преобладающей термической деградацией мерзлоты в текущем столетии со скоростью от 10-40 см/год на мелководье до 2-5 см/год на глубинах моря 20-30 м [5, с. 565]. Средний и внешний шельф – область распространения квазистационарной мерзлоты с малоградиентным полем отрицательных температур осадков. Вялотекущая деградация верхних горизонтов мерзлоты происходит

вследствие диффузии морских солей. Современный темп деградации равен скорости продвижения в осадках фронта солёности 4‰. Скорость фронта на глубине 20-30 м от поверхности дна 0.4-0.5 см/год, на глубине 60 м и ниже – не превышает 0.2 см/год.

Список литературы:

1. Гаврилов А.В. Криолитозона арктического шельфа Восточной Сибири (современное состояние и история развития в среднем плейстоцене - голоцене. Автореферат дисс. докт. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 2008. – 48 с.
2. Макаров В.Н., Симурзин В.Н., Туманов В.Р. Геохимия кайнозойских отложений нижнего течения р. Колымы. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1984. – 89 с.
3. Плахт И.Р., Кудрявцева Н.Н., Карташова Г.Г. и др. Специализированные мерзлотно-геологические исследования на шельфе Восточно-Сибирского моря и палеошельфе Колымской низменности. М., 1986. – Т. I. – 197 с.
4. Разумов С.О. Спектор В.Б., Григорьев М.Н. Модель позднекайнозойской эволюции криолитозоны шельфа западной части моря Лаптевых // *Океанология*. 2014. – Т.54. – № 5. – С 679–693. DOI: 10.7868/S0030157414040091.
5. Разумов С.О. Прогноз изменений криолитозоны шельфа западной части моря Лаптевых в XXI в. // *Сергеевские чтения. "Инженерная геология и геоэкология. Фундаментальные проблемы и прикладные задачи"*. М., 2016. – Вып. 18. – С. 560–565.
6. Соколов С.Ю. Прогнозная карта мощности осадочного чехла Восточно-Сибирского моря по данным спутниковой альтиметрии // *Доклады Академии Наук*, 2008. – Т. 418. – № 5. – С. 1–5.
7. Фельдман Г.М., Тетельбаум А.С., Шендер Н.И. и др. Пособие по прогнозу температурного режима грунтов Якутии / Отв. ред. П.И. Мельников. Якутск: Институт мерзлотоведения СО АН СССР, 1988. – 240 с.
8. Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Геотермические модели геодинамических обстановок разного типа // *Геотектоника*. 2014. – № 1. – С. 77-96.
9. Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Tremblay B. et al. Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability // *J. Geophys. Res.* 2011. – V. 116. – C10027. Doi:10.1029/2011JC007218.
10. Rachold V., Bolshiyarov D. Y., Grigoriev M. N., et al. Nearshore Arctic Subsea Permafrost in Transition // *Eos, Transactions, American Geophysical Union*. 2007. – V. 88. – № 13. – P. 149–156.