

ОТКЛИКИ ЛАНДШАФТОВ И ЭКОСИСТЕМ НА ГЛОБАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Научная статья

УДК: 551.340

DOI: 10.18384/2712-7621-2024-4-6-47

ЛАНДШАФТЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ С МЕРЗЛОТНЫМ РЕЛЬЕФОМ КАК ОТРАЖЕНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА И ДИНАМИКИ ГЛОБАЛЬНОГО КЛИМАТА

Шполянская Н. А.¹, Осадчая Г. Г.², Федоров А. Н.³

¹ Ухтинский государственный технический университет
169300, г. Ухта, ул. Первомайская, д. 13, Российская Федерация
e-mail: nellashpol@yandex.ru

² Ухтинский государственный технический университет
169300, г. Ухта, ул. Первомайская, д. 13, Российская Федерация
e-mail: galgriosa@yandex.ru

³ Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова Сибирского отделения
Российской академии наук
677010, г. Якутск, ул. Мерзлотная, д. 36, Российская Федерация
e-mail: anfedorov@mpi.ysn.ru

Поступила в редакцию 26.01.2024

После доработки 28.09.2024

Принята к публикации 01.10.2024

Аннотация

Цель. Обзорно-исследовательский анализ ландшафтов с мерзлотным (криогенным) рельефом в природных регионах Северной Евразии с целью получения информации о четвертичной истории макрорегиона и динамике климата в плейстоцене-голоцене.

Процедура и методы. Исследование основано на анализе ландшафтов с криогенным рельефом в нескольких природных регионах Северной Евразии, рассмотренных в их субдолготной последовательности (северо-восток Восточно-Европейской (Русской) равнины, север Западной Сибири, Центральная Якутия и Северо-Восточная Сибирь). На основании анализа большого фактического материала, авторского и из опубликованной литературы, выявляется значительное генетическое разнообразие подобных ландшафтов и определяются закономерности их пространственного размещения. Сопоставление этих закономерностей с современной климатической зональностью, особенностями теплово-

го состояния верхних слоёв горных пород и с геоморфологическим устройством рассматриваемых регионов позволило установить, в какие эпохи формировался тот или иной тип криогенного рельефа и какие природно-климатические условия соответствовали их развитию.

Результаты. Установлено, что большая часть ландшафтов с криогенным рельефом сформировалась в голоцене и в своём распространении отвечает современной зональности. Среди них есть типы, сформировавшиеся на ещё доголоценовых поверхностях, но в своём распространении и стадиях развития подчиняющиеся современной зональности. Ряд существующих сегодня типов криогенного рельефа в своём распространении не подчиняется современной зональности и современному тепловому состоянию горных пород. Такие формы рельефа сформировались на древних поверхностях ещё в среднем плейстоцене и отражают климат древних холодных эпох, для которых была свойственна климатическая гиперзональность. Хорошая сохранность этих форм указывает на отсутствие в плейстоцене в рассматриваемых регионах ледниковых покровов. Расположение форм криогенного рельефа в геологическом разрезе может говорить о существовании в западном секторе Северной Евразии (северо-восток Восточно-Европейской равнины и север Западной Сибири) морского бассейна в течение большей части плейстоцена, а в восточном секторе (Центральная Якутия и Северо-Восточная Сибирь) свидетельствует об однотипном континентальном режиме в течение всего плейстоцена и голоцена. Преобладание во все эпохи полигонального рельефа указывает на отсутствие в плейстоцене покровного оледенения в рассматриваемых природных регионах.

Теоретическая и/или практическая значимость. Результаты данного исследования представляются актуальными, т. к. палеогеография четвертичного периода уже не одно десятилетие является объектом непрекращающихся споров. Ландшафты с криогенным рельефом, формировавшиеся вместе с возникновением криолитозоны в течение 2,5 млн лет, менявшиеся на протяжении этого времени и сохраняющие преемственность в своём развитии, содержат информацию о характере природных процессов в плейстоцене-голоцене, их эволюции и динамике климата. Поэтому выявление генетических и пространственных закономерностей подобных ландшафтов может использоваться при палеогеографических реконструкциях и служить дополнительным аргументом в дискуссиях о природных условиях четвертичного периода.

Ключевые слова: географическая зональность, ландшафты криолитозоны, блочный рельеф, бугры пучения, плейстоцен, голоцен, полигональный рельеф, полигонально-жильный лед, Российская Арктика

Original Research Article

LANDSCAPE OF NORTHERN EURASIA WITH FROST RELIEF AS A REFLECTION OF THE QUATERNARY PERIOD PALEOGEOGRAPHY AND THE GLOBAL CLIMATE DYNAMICS

N. Shpolyanskaya¹, G. Osadchaya², A. Fedorov³

¹ *Ukhta State Technical University*

ul. Pervomaiskaya 13, Ukhta 169300, Russian Federation

e-mail: nellashpol@yandex.ru

² *Ukhta State Technical University*

ul. Pervomaiskaya 13, Ukhta 169300, Russian Federation

e-mail: galgriosa@yandex.ru

³ *Melnikov Permafrost Institute of Russian Academy of Sciences (Siberian Branch)*

ul. Permafrost, 36, Yakutsk, 677010, Russian Federation

e-mail: anfedorov@mpi.ysn.ru

Received 26.01.2024

Revised 28.09.2024

Accepted 01.10.2024

Abstract

Aim. Study of northern Eurasia landscapes with cryogenic relief in order to obtain information about the Quaternary history and climate dynamics in the Pleistocene-Holocene.

Methodology. The study is based on the analysis of landscapes with cryogenic relief in three regions of northern Eurasia in their sublongitudinal sequence – in the Russia European territory north (ETR), in the Western Siberia north and in the Eastern Siberia north. Based on a large amount of factual material, the author's own and from the literature, a large genetic diversity of such landscapes and their spatial patterns are revealed. Comparison of these patterns with modern climatic zonation, features of the rocks thermal state and with the regional geomorphological structure made it possible to establish in which eras this or that cryogenic relief type was formed, and what natural conditions and climate corresponded to their development.

Results. It has been established that most of the landscapes with cryogenic relief were formed in the Holocene, and in their distribution correspond to modern climatic zonation. Among them there are types that were formed on pre-Holocene surfaces, but in their distribution and stages of development they are subject to modern zonation. A number of modern cryogenic relief types in their distribution do not correspond to modern zonation and the modern rocks thermal state. They were formed on ancient surfaces in the Middle Pleistocene, and reflect the climate of ancient cold eras, which were characterized by climatic hyperzonation. The good preservation of these forms indicates the absence of glacial covers in the region in the Pleistocene. The location of cryogenic relief forms in the geological section indicates the existence of a marine basin in the Northern Eurasia western sector (ETR and Western Siberia) during most of the Pleistocene, and in the eastern sector (Eastern Siberia) – a similar continental regime throughout the Pleistocene and Holocene. The predominance of polygonal relief in all eras indicates the absence of glaciation in the region in the Pleistocene.

Research implications. The proposed research is relevant because the Quaternary period paleogeography has been the subject of ongoing debate for decades. Landscapes with cryogenic relief, which formed along with the emergence of the permafrost zone for 2,5 million years, changed during this time and maintained continuity in their development, contain information about the natural processes in the Pleistocene-Holocene, their evolution and climate dynamics. Therefore, identifying the genetic and spatial patterns of such landscapes can be used in paleogeographic reconstructions and be an additional argument in a geological dispute.

Keywords: geographic zonation, cryolithozone landscapes, block relief, frost heave mounds, Pleistocene, Holocene, polygonal relief, polygonal-wedge ice, Russian Arctic

Введение

Дискуссии о четвертичной истории Северной Евразии, длящиеся не одно десятилетие, не утихают. Ещё не решено, преобладали ли в плейстоцене покровные оледенения или морские трансгрессии. Анализ вещественного состава отложений не даёт однозначных решений. Требуются новые аргументы. Таким аргументом, помимо ранее исследованных подземных льдов [37; 38], могут служить ландшафтные особенности территорий криолитозоны с мерзлотным (криогенным) рельефом.

Криогенные процессы, фиксируемые в виде многообразных форм мерзлотного рельефа, происходили на поверхности суши с момента возникновения криолитозоны, примерно 2,5 млн лет назад. Мерзлотный рельеф формирует специфический рисунок ландшафта, характерный для северных областей устойчивого охлаждения, в облике которых хорошо прослеживается преемственность от древних эпох к современности. В своём развитии они связаны с климатом, с условиями теплообмена между горными породами и атмосферой, с температурой грунтов, особенностями общей ландшафтной структуры местности, а потому пространственные закономерности криогенных процессов и криогенного рельефа отражают временной климатический ход и общую палеогеографическую обстановку прошлых эпох. Криогенные процессы проявляются в виде бугров пучения, морозобойного растрескивания грунтов, полигонального рельефа с ледяными или грунтовыми жилами, термокарстовых просядок, солифлюкционных террас, «каменных рек» (ку-

румов) и т. п. Поскольку характер этих образований в большой мере связан с местными условиями, то криогенный рельеф содержит в себе информацию о конкретных условиях соответствующих эпох: условиях осадконакопления, гранулометрическом составе грунтов, их увлажненности и льдистости, наземных покровов и пр. В то же время их современное состояние (восходящее или нисходящее развитие) выявляет направленность развития в будущем. Таким образом, криогенный рельеф содержит в себе довольно полную информацию о четвертичной истории региона и может служить дополнительным аргументом для её понимания.

По многим имеющимся данным [37; 38; 44], современные пространственные природные закономерности Северной Евразии сформировались ещё в дочетвертичный период, в конце плиоцена, в эпоху Альпийского тектогенеза 5–7 млн лет назад. К этому времени суша после раскола мезозойского суперконтинента с теплым однородным климатом и дрейфа материков к полюсам (рис. 1) заняла современное положение, и на ней в полной мере установилось субширотное распределение солнечной радиации, в соответствии с которым сформировалась зональная климатическая и ландшафтная дифференциация.

Общее похолодание, начавшееся в кайнозое в связи с движением материков из низких широт к полюсам, усугубилось в конце плиоцена (5–7 млн лет назад во время Альпийского тектогенеза). Заметный подъём суши привёл к изоляции Арктического бассейна и Антарктического материка от теплого Мирового океана, и там начали возни-



Рис. 1 / Fig. 1. Движение материков / Movement of continents

Источник: [30]

к ледово-ледниковые условия. Рост гор Памиро-Гималайского пояса привёл к тому, что был преграждён путь выноса влажных тёплых воздушных масс с Индийского океана на север Азии, и с этого момента в Северной Азии установился антициклональный климатический режим, который существовал в течение всего плейстоцена, существует и теперь. Вдобавок к субширотной зональности возникла субдолготная секторная климатическая и ландшафтная дифференциация [36].

В связи с этим север России развивался в течение всего плейстоцена в неодинаковых климатических режимах. На Европейском севере с климатом, наиболее приближённым к морскому и с сильным влиянием тёплого Северо-Атлантического течения, на протяжении плейстоцена происходили большие изменения вплоть до исчезновения вечной мерзлоты и нового её формирования. Восточная Сибирь развивалась в антициклональном климате, вследствие чего там в течение всего плейстоцена сохранялись су-

ровые односторонние условия, сходные с современными. Всё это отразилось на характере криогенных процессов и мерзлотного рельефа. Неодинаковое развитие Северной Евразии хорошо прослеживается в ряде работ [2; 3; 4].

По многим материалам [37; 38; 44] тектоническая деятельность в пределах Северного Ледовитого океана привела к тому, что в четвертичный период разные части Севера России развивались в разных геологических режимах: западный сектор (северо-восток Восточно-Европейской равнины и север Западной Сибири) – преимущественно в трансгрессивно-морском режиме [14; 25; 26; 34; 37], а восточный сектор (Центральная Якутия и Северо-Восточная Сибирь) – в континентальном озёрно-аллювиальном режиме [1; 37].

Такая позиция по четвертичной истории Северной Евразии разделяется не всеми исследователями, по этому вопросу идут дискуссии. Поэтому криогенный рельеф, отразивший в своём характере и пространственных закономерностях четвертичную историю,

может служить дополнительным аргументом в этом споре. Ниже будет приведён анализ основных ландшафтов с криогенным рельефом для 4 районов Российской Арктики – севера Западной Сибири, северо-востока Европейской территории России, Центральной Якутии и Северо-Восточной Сибири, и на основании этого будет в определённой мере подтверждена позиция авторов относительно четвертичной истории региона.

Анализ главных типов современных ландшафтов с криогенным рельефом

Ландшафты с криогенным рельефом в Западной Сибири

Западная Сибирь – это район, где разнообразие криогенных форм рельефа наиболее полное, и все они последовательно отражают характер разных эпох плейстоцена-голоцена. Поэтому обзор ландшафтов с криогенным рельефом начинаем с этого района.

В Западной Сибири проявляется чёткая закономерность в пространственном размещении разных форм криогенного рельефа, в котором выделяются 3 основные группы [22] (рис. 2А):

1. макроструктурный, предопределённый морозобойными трещинами;
2. микроструктурный, предопределённый как морозобойными трещинами, так и трещинами усыхания;
3. аструктурный, не связанный с трещинообразованием.

Поскольку все эти образования находятся в разной стадии развития, среди них выделены формы восходящего и нисходящего развития.

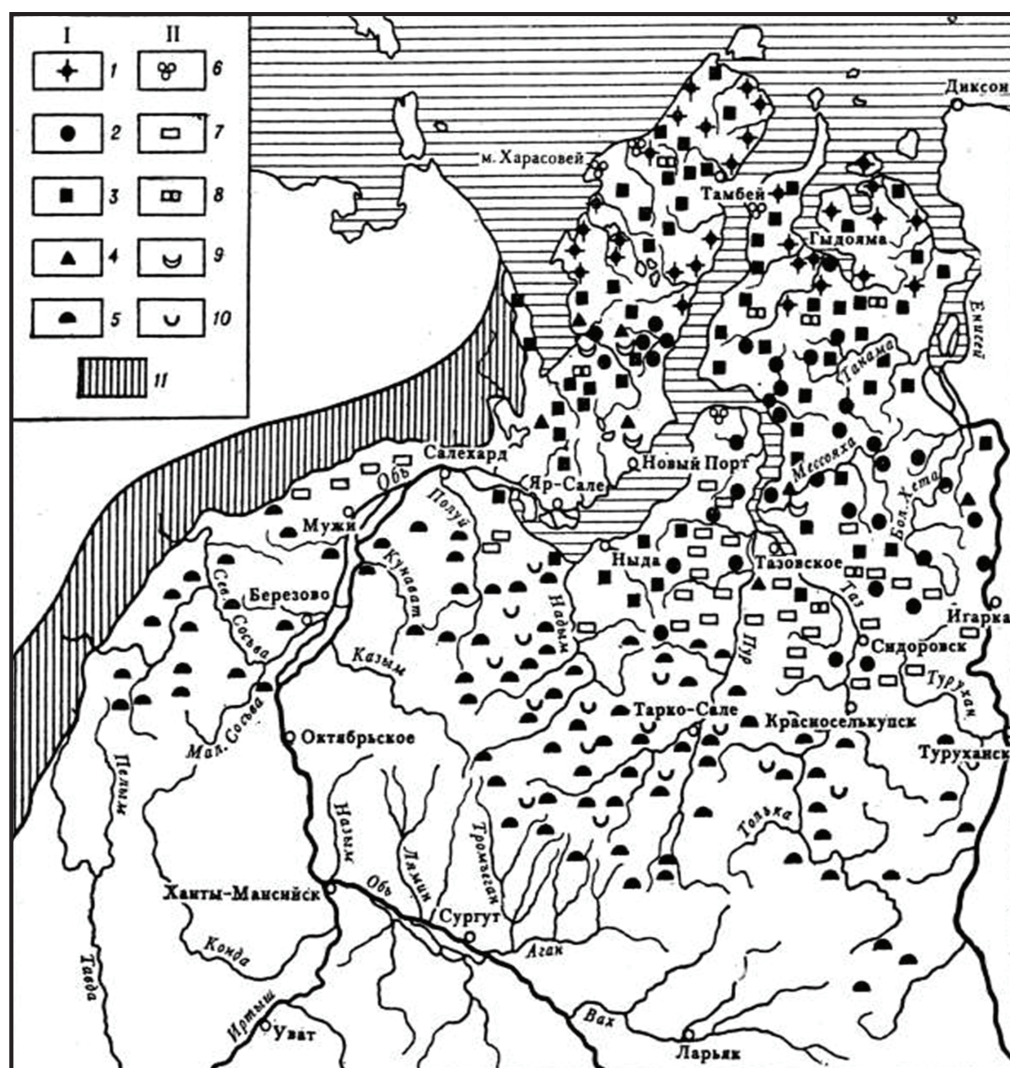
Криогенный рельеф Западной Сибири представляет собой закономер-

ную пространственную систему с явными чертами зональности, как в расположении самих типов рельефа, так и в стадиях их развития. Такая закономерность связана с характером теплового развития горных пород региона, определяемого как самим климатическим ходом, так и характером теплообмена между грунтом и атмосферой, неодинаковым в разных частях региона (рис. 2Б). С современной структурой теплообмена связано и современное расположение природных зон (рис. 2В).

На карте 2Б в изолиниях показаны величины годового теплового баланса, меняющиеся зонально. Видно, что в северной части региона имеет место отрицательный годовой баланс, зимнее выхолаживание грунтов (B_x) преобладает над летним прогревом (B_T). Это явление обсуждается в литературе и объясняется специалистами как естественный недостаточный приход солнечной радиации в полярные широты. На карте природных зон 2В видно, что области с отрицательным годовым тепловым балансом соответствует зона тундры. При этом вслед за уменьшением с севера на юг отрицательной величины ΔB (в изолиниях), отражающей смягчение в степени выхолаживания, происходит и смена зональных ландшафтов от *арктической тундры* к *типичной тундре* и к *южной тундре*.

Южнее располагается узкая полоса, где летний приток тепла близок к зимнему оттоку ($B_x \approx B_T$), т. е. формируются условия годового теплового равновесия, область более мягкого климата, в пределах которой и располагается зона *лесотундры*.

Среднегодовая температура грунтов меняется с севера (от арктической



Условные обозначения:

I. Формы рельефа восходящего развития:

- 1 – полигоны валиковые;
- 2 – полигоны безваликовые;
- 3 – крупноблочные формы;
- 4 – бугры напорного пучения;
- 5 – бугры миграционного пучения;

II. Формы рельефа нисходящего развития:

- 6 – байджарахи;
- 7 – плоскобугристые торфяники;
- 8 – термокарстовые просадки;
- 9 – воронки вытаивания ледяного ядра;
- 10 – воронки и поля проседания;
- 11 – Уральские горы

Рис. 2А / Fig. 2A. Карта мерзлотного рельефа Западной Сибири / Map of the Western Siberia permafrost relief.

Источник: [22]

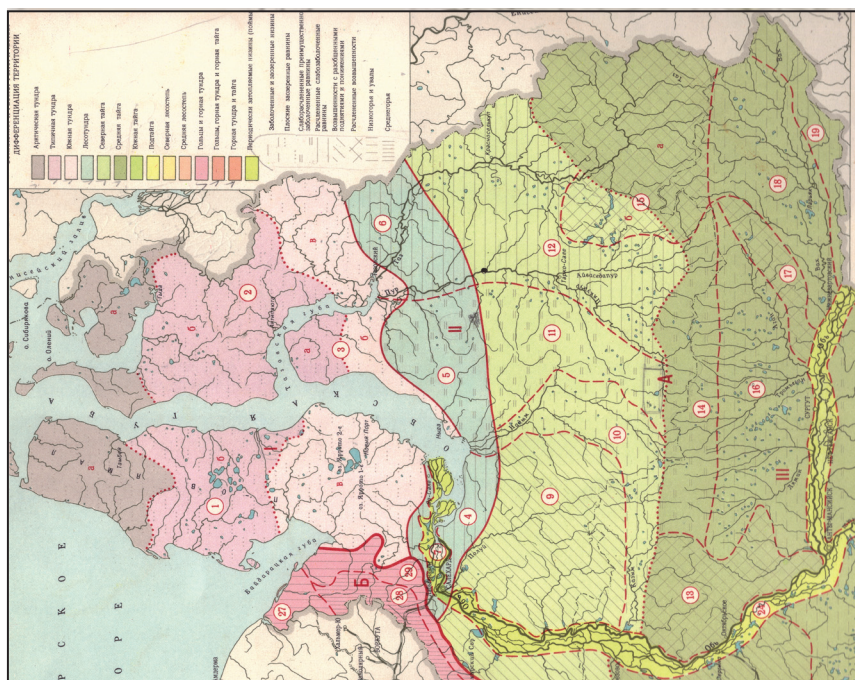


Рис. 2В / Fig. 2В. Природные зоны (с севера на юг): тундра – арктическая, типичная, южная; лесотундра; тайга – северная, средняя [9] / Natural zones (from north to south): tundra – arctic, typical, southern; forest-tundra; taiga – northern, middle [9]

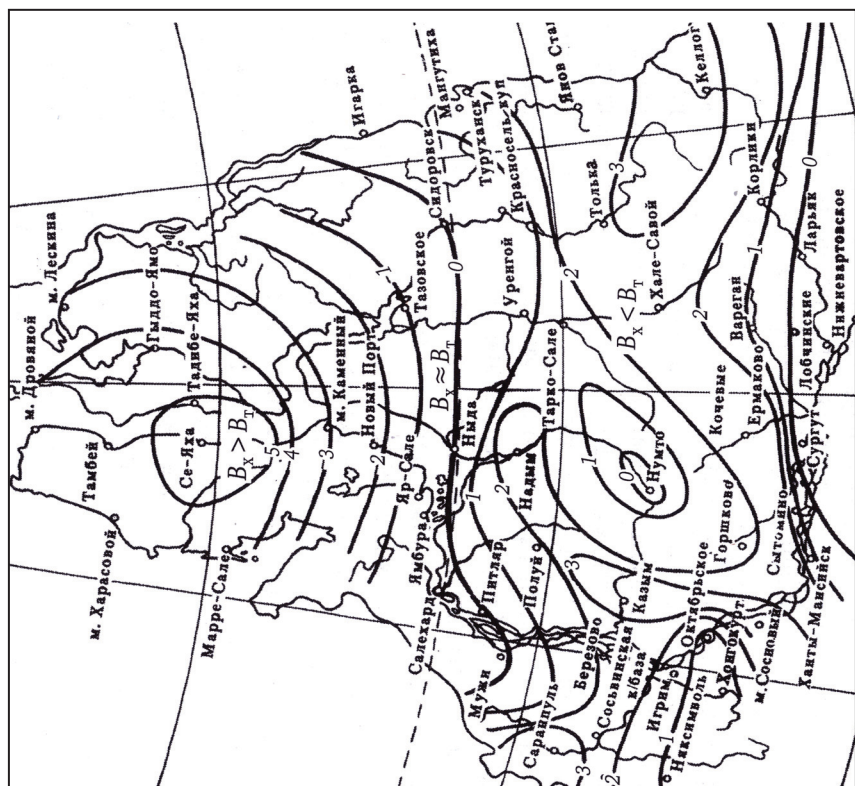


Рис. 2Б / Fig. 2Б. Тепловые потоки через поверхность [39] / Heat flows through the surface [39]: Вг – поток тепла в грунт в теплый период года; Вх – отток тепла из грунта в холодный период года; Δ

Рис. 2Б / Fig. 2. Взаимосвязь между пространственными закономерностями криогенного рельефа, тепловым режимом грунтов и характером растительного покрова / The relationship between spatial patterns of cryogenic relief, the soils thermal regime and vegetation cover.

Источники [9, 22, 39]

тундры) на юг (до лесотундры) от -9°C до -3°C . Ещё южнее располагается зона северной, а потом и средней тайги, совпадающие с областью, где имеет место уже положительный годовой тепловой баланс (положительные значения ΔB), летний приход тепла $B_{\text{л}}$ преобладает над зимним выхолаживанием $B_{\text{х}}$. Температура грунтов меняется от -3°C до 0°C . Тепловой режим этой части региона отражает переход от последнего ледникового периода к межледниковью – голоцену.

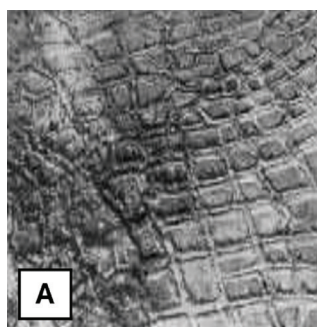
Все изложенное показывает, что наблюдаемый тепловой режим грунтов Западной Сибири, являющийся основой современной природной зональности в регионе, отражает современную эпоху, наступившую после последнего ледникового периода.

Однако если сопоставить зональные закономерности размещения мерзлотного рельефа с природными зонами, то между ними выявляется неполное соответствие. Это фиксируется на основе анализа 2 карт – природных зон (2В) и криогенного рельефа (2А) – и объясняется спецификой раз-

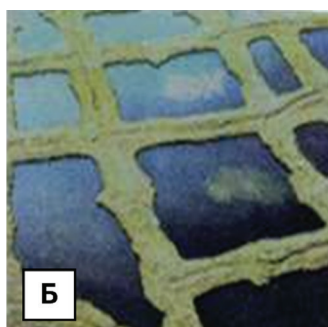
вития рельефа Западной Сибири во времени.

Макроструктурный полигональный рельеф развит только к северу от полярного круга, в зонах тундры и лесотундры, в пределах которых он меняет стадии своего развития в направлении с севера на юг в связи с изменением теплового режима грунтов.

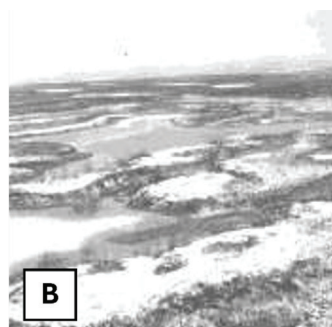
К северу от параллели 70° с.ш., в пределах арктической тундры, самой холодной, получили развитие формы восходящего развития – полигонально-валиковый рельеф с полигонально-жильными льдами стадии роста (рис. 3А). Они развиты в торфяно-иловатых отложениях на поймах рек и морских лайдах, растут в морозобойных трещинах одновременно (сингенетически) с накоплением осадка, а потом при своём росте выталкивают грунт вверх, образуя валики вокруг трещин, обрамляя полигоны. Южнее, в пределах типичной тундры, а в восточной части региона и южной тундры, распространены безваликовые полигоны (рис. 3Б) с ледяными жилами в стадии консервации (не растущими, но ещё и



А. Полигонально-валиковый с растущими жилами льда



Б. Полигонально-безваликовый с ледяными жилами в стадии консервации



В. Плоскобугристые торфяники (полигональный рельеф в стадии деградации)

Рис. 3 / Fig. 3. Формы криогенного макрорельефа в разных стадиях развития / Forms of cryogenic macror relief at different stages of development.

Источник: А – фото Б. А. Тихомирова; Б – фото Ю. В. Мудрова; В – фото А. И. Попова

не в стадии деградации). Этот рельеф распространён в торфяниках водоразделов и надпойменных террас, что связано с эрозионной деятельностью рек и постепенным выходом пойменной поверхности на уровень надпойменной террасы, когда прекращается регулярное попадание воды в морозобойные трещины. Лёд в трещинах перестаёт расти и выталкивать грунт, валики перестают расти, уплотняются, оставляя ледяные жилы погребёнными (реликтовыми). Одновременно это указывает и на постепенное потепление в голоцене, вследствие которого на этих широтах даже на низких поверхностях уже нет морозобойного растрескивания и роста сингенетических полигонально-жильных льдов.

Ещё южнее, в довольно широкой полосе вокруг полярного круга (примерно 66–67° с.ш.), получает развитие полигональный рельеф уже в стадии нисходящего развития – плоскобугристые торфяники (рис. 3В), тоже как показатель постепенного голоценового потепления, приведшего к современной зональности. Это – деградирующие или уже деградировавшие [17] полигональные системы, когда ледяные жилы в трещинах уже вытягивались и поверхность просела, а полигоны оказались выпуклыми участками в виде бугров с плоской поверхностью [13; 21]. Они характерны преимущественно для лесотундры, но встречаются и в приграничных частях южной тундры и северной тайги. Эти формы полигонального рельефа получили развитие в основном в пределах торфяных массивов водоразделов и надпойменных террас. Южная граница их распространения совпадает с южной границей лесотундры.

Южнее, в зоне тайги, где летний теплообмен превышает зимний (рис. 2Б), полигональные формы рельефа отсутствуют (рис. 2А). Здесь не хватает «холода» для морозобойного растрескивания, для которого необходимы очень большие градиенты между температурой воздуха и грунта.

Микроструктурный рельеф – микрополигональный рельеф, представленный ландшафтами с пятнистой тундрой (рис. 4), развит практически во всей криолитозоне. Этот тип рельефа представлен полигонами размером 1,5–3 м в поперечнике.

Микрополигональный рельеф развит преимущественно на минеральных грунтах, приурочен к выпуклым безлесным и хорошо обдуваемым бесснежным участкам водораздельных плато и их склонов. Зональность в его распространении практически не наблюдается, он распространён на подобных оголённых участках в разных зональных условиях криолитозоны. Это говорит о том, что микроструктурный рельеф не связан с выявленной структурой теплового баланса. Он формируется за короткое время в широком спектре температур и в большей мере отражает местную природную обстановку.

Аструктурный рельеф представлен различными формами пучения и в своём распространении тоже проявляет зональные черты, отвечающие современному тепловому режиму. Он формировался в голоцене, когда из-за потепления образовалось много грунтовой воды и активно нарастали торфяники, даже на крайнем севере – в Ямало-Гыданской провинции [6; 21; 32]. В самых северных зонах пучение отсутствует. Там слой сезонного от-



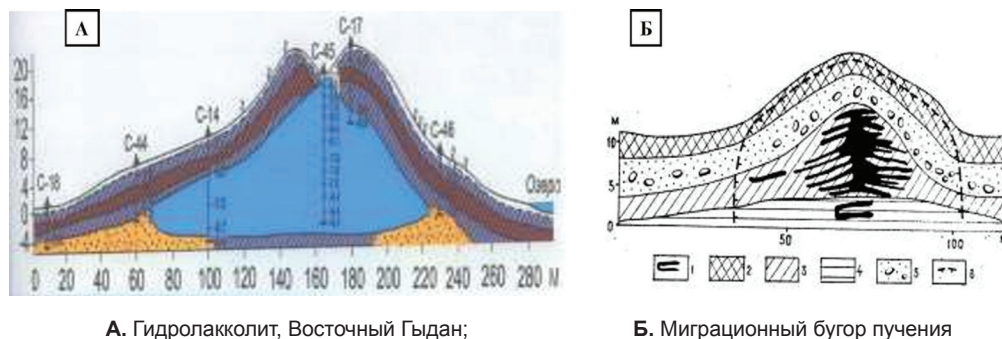
Рис. 4 / Fig. 4. Пятнистая тундра. Тазовский полуостров / Spot medallion tundra. Tazovsky Peninsula

Источник: Фото Н. А. Шполянской

таивания имеет слишком малую мощность, а вечная мерзлота – слишком низкую температуру. Это препятствует миграции грунтовых вод снизу вверх к фронту промерзания. На самом севере пучение появляется только в южной тундре и лесотундре в виде гидроакколитов (формы напорного пучения с ледяным ядром), приуроченных к аллювиальным, озёрным и болотным отложениям термокарстового происхождения. Наиболее крупные из них, высотой до 20 м, известны в зоне тундры (рис. 5А). В лесотундре размеры бугров заметно меньше (до 6 м высотой). Большая часть бугров пучения относится к реликтовым формам.

К югу от полярного круга бугры этого типа не встречаются. Здесь, в зоне тайги, развиты миграционные

бугры пучения с ядром из высокольдистого грунта, сформированного путём миграции плёночной грунтовой воды к фронту промерзания (рис. 5Б) [21; 22], образующие выпуклобугристые торфяники (в отличие от упоминавшихся выше плоскобугристых торфяников совершенно другого генезиса). Область их развития простирается вплоть до южной границы вечной мерзлоты. Бугры данного типа имеют высоту 2–3 м, редко до 8–10 м. Развиты преимущественно на водораздельных поверхностях. В некоторых работах [16] среди выпуклых бугров описываются и плосковершинные бугры, которые авторы все-таки признают формами миграционного пучения. Сейчас эти бугры во многих случаях реликтовые и находятся в стадии деградации



А. Гидролакколит, Восточный Гыдан;

Б. Миграционный бугор пучения

Рис. 5 / Fig. 5. Бугры пучения / Heaving mounds*Источник:* [11; 22]

(формы нисходящего развития) [17; 22].

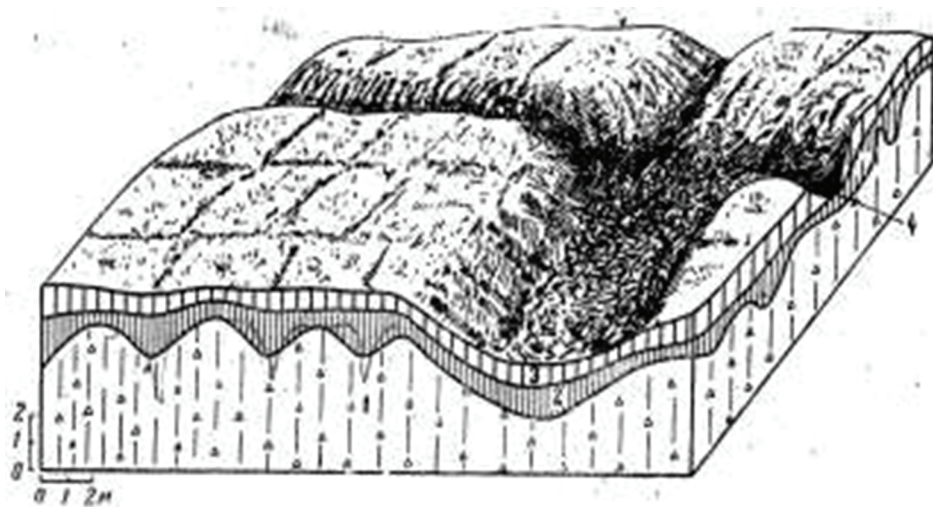
Аструктурный рельеф сформировался в голоцене, в период похолодания после климатического оптимума на обводнённых и заболоченных пространствах, образовавшихся в результате термокарстового протаивания во время климатического оптимума. Пространственные закономерности этого типа рельефа полностью соответствуют современной структуре теплообмена между грунтом и атмосферой.

Особое место в северной части Западной Сибири занимает крупноблочный рельеф, распространённый во всей области к северу от полярного круга (рис. 2А) и представляющий собой полигональную сеть с системой блоков, размером до сотен метров в поперечнике и межблочными понижениями шириной до нескольких десятков метров (рис. 6).

Крупноблочный рельеф является древним образованием, приурочен к наиболее древним высоким водораздельным поверхностям. Согласно А. И. Попову, он сформировался в результате морозобойного растрескивания первичных морских равнин и

последующей переработки морозобойных трещин эрозионными, термокарстовыми, нивационными и солифлюкционными процессами. Ледяные жилы не формировались из-за отсутствия на водоразделах достаточного количества воды. В распространении блочного рельефа не прослеживается современная зональность, он распространён во всех зональных типах тундры и в лесотундре. Блочный рельеф явно отражает условия прошлой, более холодной эпохи, которая по многим материалам палеогеографов характеризовалась однородными (гиперзональными) суровыми условиями. Морозобойное растрескивание происходило на огромных по площади пространствах.

Важным является и тот факт, что не наблюдается зонального изменения стадий развития крупноблочного рельефа, характерного для полигонального рельефа. Это подтверждает то, что современная структура теплового баланса не была характерна для доголоценовых эпох. Вся вторая половина позднелепистоценового периода, непосредственно предшествовавшая голоценовому межледниковью, была очень холодной с практически невы-



Условные обозначения:

- 1 – суглинок с галькой; 2 – суглинок покровный серый;
3 – суглинок покровный палевый; 4 – торф

Рис. 6 / Fig. 6. Схема строения блочного рельефа / The large-high-centre polygon diagram

Источник: [23]

раженной зональностью. Голоценовое потепление, в свою очередь, не вызвало заметного разрушения блочного рельефа потому, что он не содержал жильных льдов из-за формирования на водоразделах. Надо сказать, что общая льдистость среднелейстоценовых отложений в Западной Сибири не слишком велика (не превышает 20%).

Таким образом, выявленные типы криогенного рельефа и закономерности их пространственной приуроченности указывают, во-первых, на прямую связь рельефа с современным климатом и современной структурой теплообмена, тем самым определяя направленность его дальнейшего развития, а во-вторых, на связь его с прошлыми климатами и доголоценовой структурой теплообмена. Тем самым подтверждается гиперзональный режим холодных эпох плейстоцена и

последующий переход к нормальной (современной) зональности в голоцене. Связь современных криогенных процессов с прошлыми климатами на севере Западной Сибири отмечена исследователями в работе [29].

Пространственные закономерности криогенного рельефа соответствуют и геоморфологической структуре, созданной тектоническими процессами в плейстоцене. Для севера Западной Сибири характерен *ступенчатый рельеф*, каждая ступень которого представляет собой морскую равнину, соответствующую последовательно сменяющимся эпохам регрессии позднелейстоценового Арктического бассейна (рис. 7) [14; 15].

Север Западной Сибири, по мнению многих авторов, большую часть плейстоцена представлял собой морской бассейн (рис. 7А), который толь-

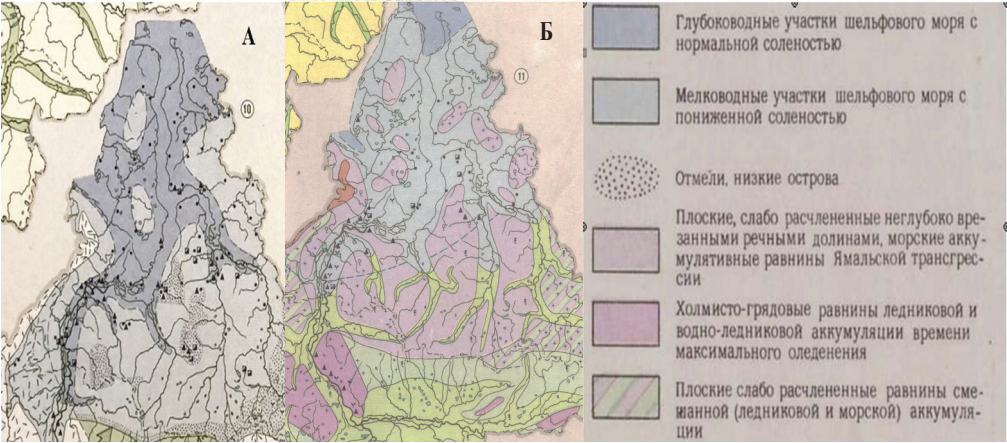
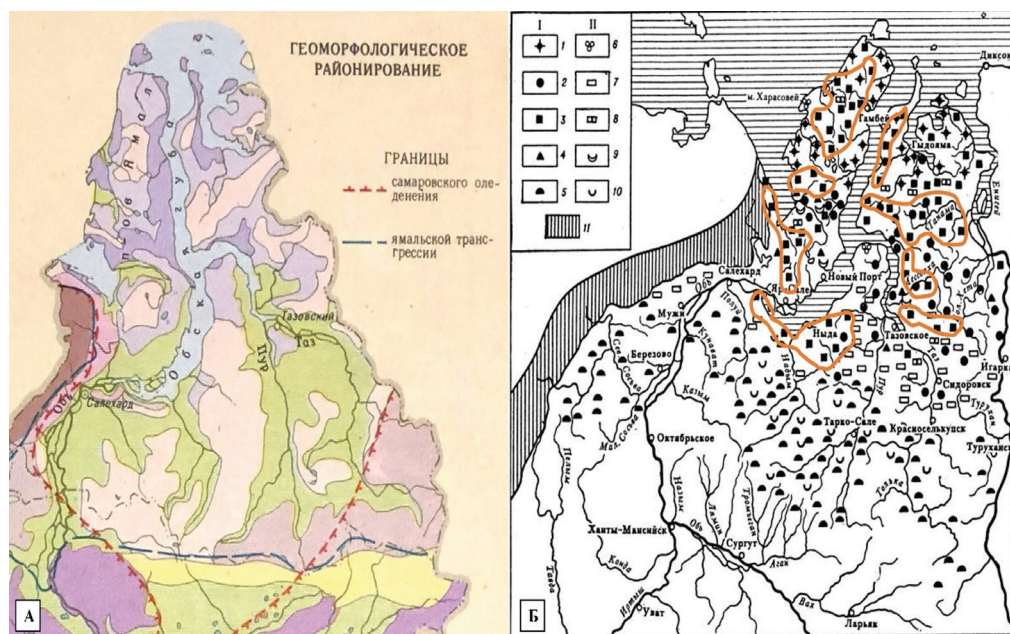


Рис. 7 / Fig. 7. Формирование ступенчатого рельефа Западной Сибири / Formation of the stepped relief of Western Siberia

Источник: [14]

ко с казанцевского времени начал постепенно регрессировать. Первой осушилась среднеплейстоценовая (Π_{2-4}) поверхность времени Ямальской трансгрессии (рис. 7Б). Она является самой древней и самой высокой в Западной Сибири, представлена отдельными островами. Постепенная регрессия моря создавала новые, всё более молодые морские равнины (казанцевскую, зырянскую) и террасы (каргинскую и сартанскую). Так сформировалась серия открытых морских равнин разных возрастов (рис. 7В), где развивались свои криогенные процессы и свой рельеф, соответствующий климату эпохи.

Сопоставление геоморфологической карты и карты криогенного рельефа полностью это подтверждает (рис. 8). На картах хорошо видна приуроченность *макроструктурного рельефа* к геоморфологическим уровням. Так, видно совпадение участков с блочным рельефом (оконтурены) с участками древних осушившихся среднеплейстоценовых водораздельных поверхностей. В суровых северных условиях эпохи на этой морской равнине сразу же началось морозобойное растрескивание, шла переработка влажных грунтов в понижениях и формировался блочный рельеф. Для ледяных жил не хватало воды.



А. Ступенчатый рельеф Западной Сибири (условные обозначения на рис. 7В);

Б. Криогенный рельеф (условные обозначения на рис. 2А), оконтуренные участки крупноблочного рельефа показывают приуроченность его к самым древним среднеплейстоценовым морским равнинам

Рис. 8 / Fig. 8. Приуроченность крупноблочного рельефа к самой древней поверхности Западной Сибири / The confinement of large-block relief to the most ancient surface of Western Siberia.

Источники: А – [14]; Б – [22] с добавлениями Н. А. Шполянской

Последующие формировавшиеся позднелейстоценовые морские равнины осваивались гидросетью, развивались периодически заливаемые пойменные и лайдовые поверхности. В условиях сурового климата, характерного для позднего ллейстоцена, на этих поверхностях формировался полигональный рельеф с полигонально-жильными льдами. Этот рельеф формировался и на минеральных, и на торфянистых грунтах. Гиперзональность, свойственная большей части позднего ллейстоцена, создавала условия для морозобойного растрескивания на всей территории к северу от полярного круга, а в приуральной части и еще южнее. Этот полигональный рельеф был преимущественно в стадии восходящего развития.

Заметная смена теплового режима произошла в голоцене. С потеплением климата восстановилась зональность в распределении солнечной энергии, изменился характер теплообмена между грунтом и атмосферой, возникла разнонаправленность в развитии криогенных процессов с севера на юг. В крайних северных районах сохранялись ландшафты с полигонально-валиковым рельефом с растущими ледяными жилами, в более южных районах тундровой зоны рост льдов прекратился, но рельеф еще не деградировал, а сменился безваликовыми полигонами с ледяными жилами в стадии консервации. Еще южнее, в лесотундре, в торфяниках деградирующий полигональный рельеф с тающими ледяными жилами превратился в плоскобугристые торфяники.

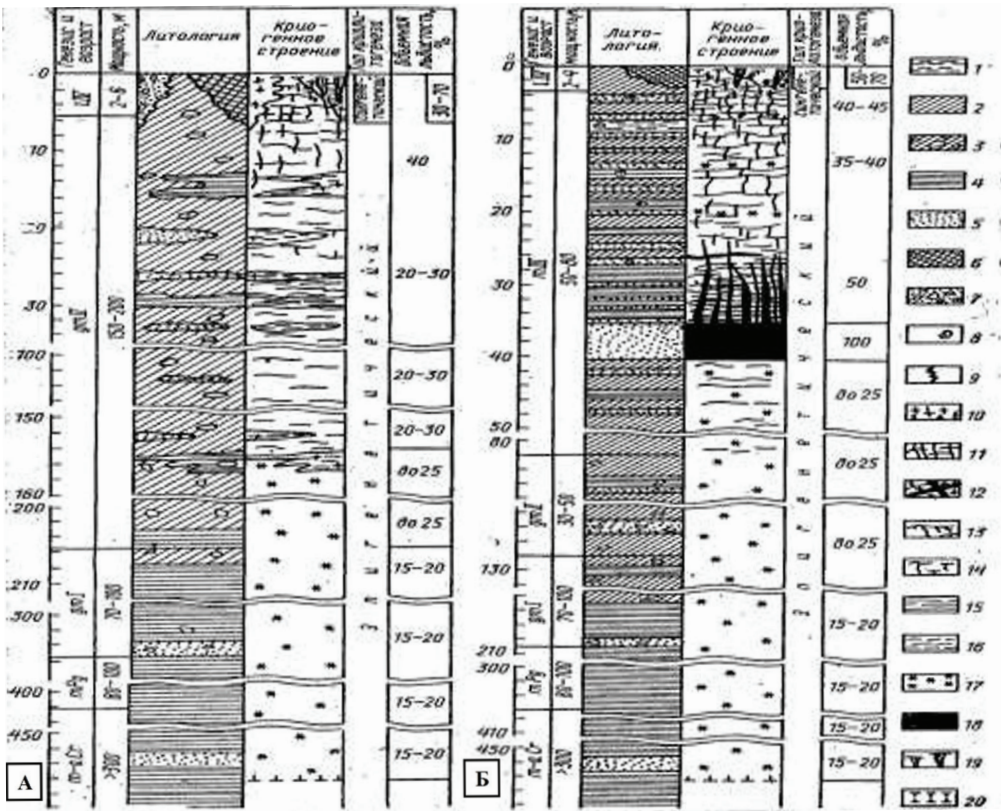
Микроструктурный рельеф на ллейстоценовых поверхностях формировался повсеместно, поскольку условия для этого были благоприятными

на всей территории к северу от полярного круга. Тогда как аструктурный рельеф на доголоценовых поверхностях, скорее всего, отсутствовал. Для него не было достаточного количества воды – слой сезонного оттаивания был невелик, вечная мерзлота была низкотемпературной. Формы аструктурного рельефа получили развитие, как уже говорилось выше, в голоцене. Это произошло после того, как в период климатического оптимума образовалось много термокарстовых водоёмов и болот, активно нарастал торф с его охлаждающим влиянием.

Нельзя не отметить еще одну особенность в распространении ландшафтов с полигональным рельефом, содержащую в себе информацию о ллейстоценовом развитии региона. Так, в геологическом разрезе криогенный рельеф занимает только верхнюю часть и представляет собой однослойную систему (рис. 9). В более глубоких слоях разреза погребенный криогенный рельеф отсутствует.

Под верхним слоем с полигональным рельефом непосредственно залегают морские отложения. Это прослеживается и на самой высокой среднеплейстоценовой поверхности, и на более низкой казанцевской поверхности. Это значит, что криогенный рельеф каждый раз осваивал вновь сформированные осушенные морские равнины и морские террасы, что подтверждает существование морского бассейна в течение большей части ллейстоцена и постепенное формирование морских равнин в процессе отступления моря, начиная с казанцевского времени.

Характер развития полигонального рельефа указывает еще на одно важ-



А. Высокие водоразделы (Салехардский уровень, средний плейстоцен)

Б. Низкие водоразделы (Казанцевский уровень, поздний плейстоцен)

Условные обозначения:

Литология пород:		Криогенная текстура:	
1— алевроит, супесь;	7—песок с гравием и	10—мелкосетчатая;	16—линзовидная;
2—суглинок;	галькой;	11—среднесетчатая;	17— массивная;
3—валунный суглинок;	8—морские моллюски;	12— крупносетчатая	18—пластовый лед;
4—глина;	9—фациальное	толстошлировая;	19—полигонально-
5—песок;	замещение;	13—неполносетчатая;	жильный лед;
6—торф;		14—угловатоперывистая;	20—верхняя и нижняя
		15—слоистая;	границы вечной
			мерзлоты

Рис. 9 / Fig. 9. Геологические разрезы высоких равнин Западной Сибири / Geological sections of the Western Siberia high plains.

Источник: [10]

ное обстоятельство: в регионе не было покровного оледенения. Доказательством служит следующее. Блочный, как и полигональный, рельеф на высоких морских водоразделах сохранился, начиная с холодной эпохи среднего плейстоцена до настоящего времени, меняя стадии своего развития только из-за колебаний климата. На более низких (более поздних) поверхностях

наблюдается ненарушенная преемственность в развитии этого рельефа. Так, на северо-западе Гыдана и на Ямале сингенетические полигонально-жильные льды развиты в лагунно-морских отложениях конца казанцевского и дельтовых отложениях начала зырянского времени [10]. Аналогично в долине р. Гыда в разрезе третьей (зырянской) террасы такие же льды вскрываются в лагунно-морских суглинках, а затем в аллювии террасы. В низовьях р. Енисей в разрезе Селякина мыса [37] в казанцевских прибрежно-морских отложениях, лежащих непосредственно на морской санчуговской толще, развиты сингенетические полигонально-жильные льды, фиксирующие собой краевую мелководную часть регрессирующего казанцевского бассейна. Всё это свидетельствует о том, что на севере Западной Сибири оледенения не было ни в среднем плейстоцене в эпоху максимального оледенения, ни в эпоху зырянского, ни в эпоху сартанского оледенений.

Ландшафты с криогенным рельефом на северо-востоке Европейской территории России

На северо-востоке Европейской территории России, в её равнинной части, развиты те же генетические типы рельефа, что и в Западной Сибири (рис. 10) – макроструктурный рельеф, предопределённый морозобойным трещинообразованием, микроструктурный рельеф, предопределённый трещинами усыхания, и аструктурный рельеф, не связанный с трещинообразованием, а связанный преимущественно с процессом пучения [12; 19; 20]. Однако разнообразие форм рельефа здесь меньшее, чем в Западной Сибири.

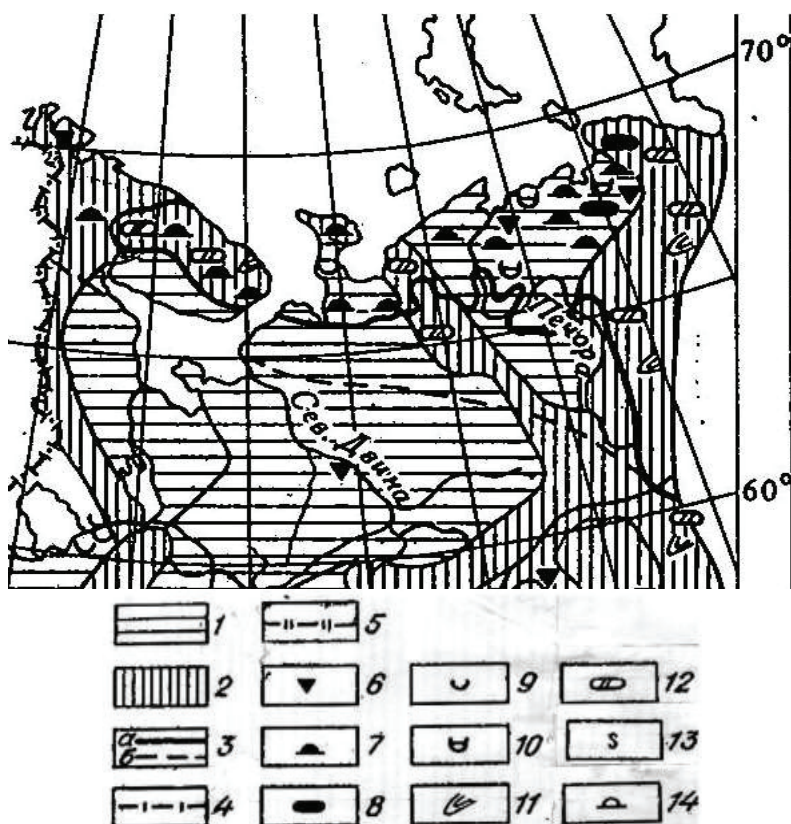
Из зональных ландшафтов здесь развиты типичная и южная тундра, лесотундра и северная тайга [18; 19]. Каждому из зональных типов последовательно соответствуют области сплошного, прерывистого, массивно-островного и островного распространения многолетнемерзлых пород – ММП (рис. 11 и табл. 1).

Зональность в криолитозоне рассматриваемого региона отчётливо выражена (табл. 1) и это несмотря на то, что его территория в своей равнинной части отличается невысоким разнообразием геоморфологических и климатических условий. Разница в среднегодовых температурах воздуха в его пределах (т. е. областей с развитием мёрзлых пород) не превышает 3°C . Температуры мёрзлых пород меняются обычно в небольшом диапазоне: от 0 до $-3,5^{\circ}\text{C}$ [12], как и в соответствующих подзонах Западной Сибири.

По характеру теплообмена эти области (табл. 1), как и в Западной Сибири, характеризуются годовым тепловым равновесием – летний приток тепла близок к зимним потерям. Отсутствуют северные области с преобладающим выхолаживанием грунтов и южные области с преобладающим нагреванием. Климат региона более мягкий, но наблюдается большое разнообразие микроклиматов, поскольку равноценно действуют и зимние, и летние факторы теплообмена.

Криогенный рельеф, как и в Западной Сибири, отражает эпохи не только с разным климатом, но и периоды с разной направленностью тектонических движений.

Из макроструктурного рельефа здесь наибольшее развитие получил *блочный рельеф* – полигональные



- 1 – глинистые отложения;
 2 – супесчано-песчаные грунты с включением щебня;
 3 – граница мёрзлых пород;
 4 – граница мерзлоты в поздневалдайскую эпоху;
 5 – северная граница степных блюдцев;
 6 – полигональные формы рельефа;

- 7 – бугры пучения;
 8 – пластовые льды;
 9 – степные блюдца;
 10 – пятна-медальоны;
 11 – формы солифлюкции;
 12 – структурные образования;
 13 – криотурбации;
 14 – туфуры

Рис. 10 / Fig. 10. Мерзлотный рельеф Европейской территории России. Фрагмент карты / Permafrost relief of the Russia European territory. Map fragment.

Источник: [5]

системы, развитые на минеральных грунтах междуречий (холмах, грядах, низинах). Это те же, что и в Западной Сибири, наиболее древние плейстоценовые криогенные образования, ограниченные здесь в своём распространении южной тундрой и лесотундрой. Этот рельеф, как уже было сказано,

формируется в результате морозобойного растрескивания первичных морских равнин и последующей разработки трещин экзогенными процессами (термокарстом, нивацией, солифлюкцией) [12; 23]. Блоки (рис. 6) имеют прямоугольную форму и очень крупные размеры: в поперечнике до сотен



Рис. 11 / Fig. 11. Вечная мерзлота Большеземельской тундры / Permafrost of the Bolshezemelskaya tundra.

Источник: составлено Г. Г. Осадчей по материалам собственных исследований.

Таблица 1/ Table 1

Соответствие ландшафтных и геокриологических зон / Correspondence of landscape and geocryological zones

Природные зоны и подзоны	Геокриологическая под-зона (% от общей площади криолитозоны)	Площадь мёрзлых пород (%)	Геокриологическая зона (% от общей площади криолитозоны)
Зона тундры	I – Сплошное распространение ММП (43)	>90	Северная криолитозона (58)
Северная лесотундра	II– Прерывистое распространение ММП (15)	50–90	
Южная лесотундра	III – Массивно- островное распространение ММП (17)	10–50	Южная криолитозона (42)
Северная тайга	IV – Островное распространение ММП (25)	<10	

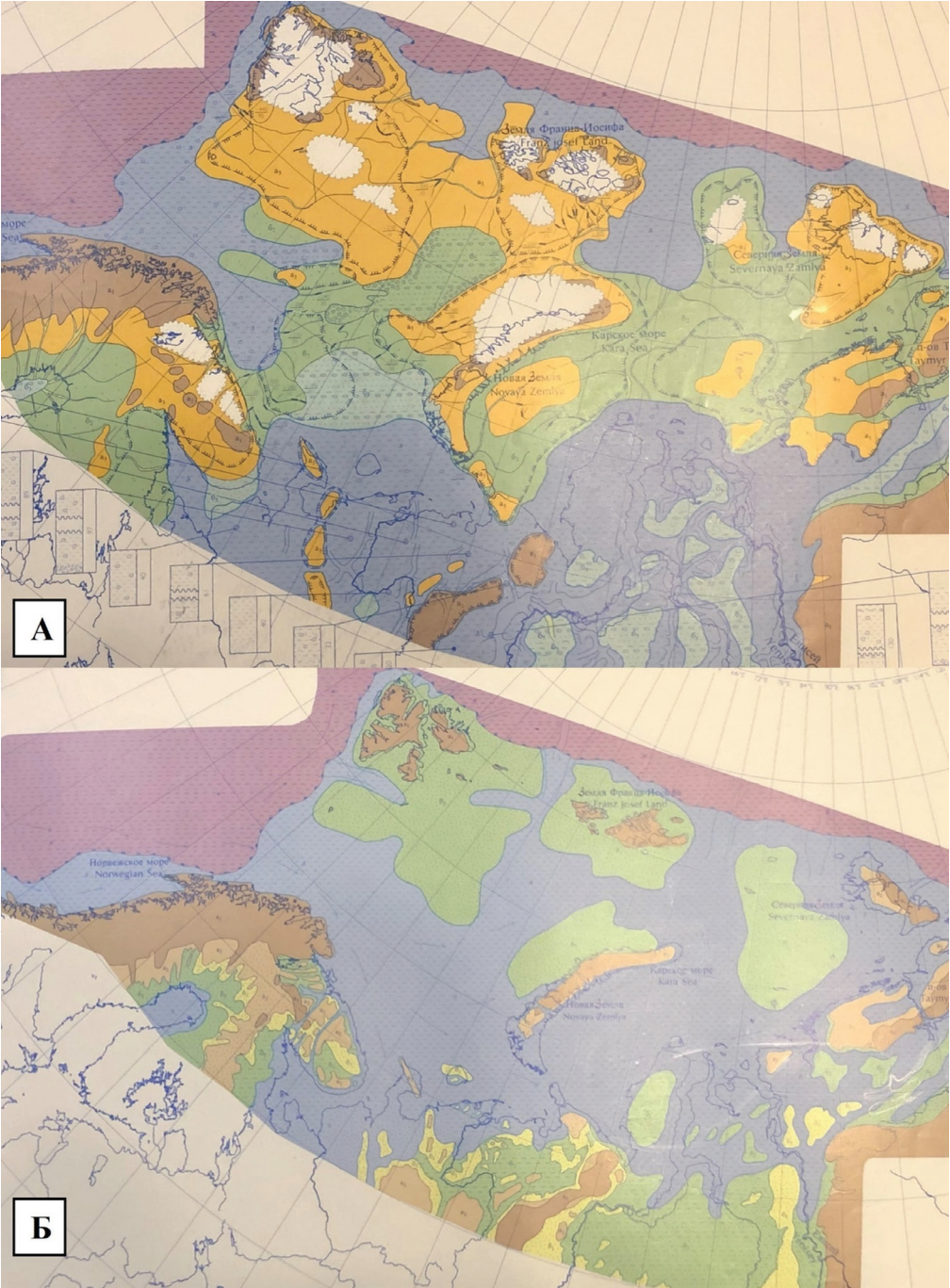
Источник: составлено Г. Г. Осадчей по материалам собственных исследований

метров, высоту до 3–5 м. Ширина межблочных понижений обычно от нескольких до десятков метров. Блочный рельеф на низких водоразделах обычно более мелкий: превышение блоков над межблочьями составляет 2–4 м, ширина межблочных понижений – от 15–20 до 100 и более метров (расширяются за счёт сокращения площади блоков). На поверхности блоков выделяются полигональные структуры последующих более высоких генераций. Их размеры меньше – от 3–5 до 15 м, они ограничены почти незаметными понижениями шириной 1–2 м с более развитой растительностью, под которыми, как и под межблочьями, развиты грунтовые жилы.

Распространение крупноблочного рельефа, как и в Западной Сибири, не подчиняется современной природной зональности, а проявляет только приуроченность к геоморфологической структуре, созданной тектоническими движениями в плейстоцене. Это показывает, во-первых, что структура теплообмена грунтов с атмосферой здесь, как и в Западной Сибири, в плейстоцене была другой и подтверждает гиперзональность холодных эпох плейстоцена. И во-вторых, здесь так же, как и в Западной Сибири, распространение блочного рельефа соответствует последовательности морской регрессии моря, начавшейся в конце среднего плейстоцена – начале позднего плейстоцена – тогда, когда возникла среднеплейстоценовая суша (рис. 12А и 12Б). Это подтверждает то, что в раннем и среднем плейстоцене Европейский Север России развивался в режиме трансгрессии полярного бассейна и морского осадконакопления.

С начала позднего плейстоцена началась постепенная регрессия моря, в ходе которой последовательно осушались всё более молодые и низкие морские равнины – II_{2–4}; III₁; III₂; III₃; III₄, на каждой из которых формировался криогенный рельеф в соответствии с климатом эпохи. На самой древней и высокой морской равнине 100–120 м (Роговская, среднеплейстоценовая), ещё не освоенной эрозионными процессами, в условиях всё ещё холодного северного климата происходило морозобойное растрескивание и образовалась полигональная сеть. На высоких без регулярного затопления поверхностях ледяные жилы не образовывались, в трещинах происходил нивальный процесс, формировавший межблочные понижения и грунтовые жилы в них. Формировался крупноблочный рельеф с грунтовыми жилами (рис. 6).

Последующие более молодые и низкие морские равнины развивались в недостаточно холодном на этих широтах климате, поэтому морозобойного растрескивания с последующим формированием полигонального рельефа и роста ледяных жил не происходило. Полигональный рельеф с ледяными жилами, широко развитый в Западной Сибири, на доголоценовых поверхностях Восточно-Европейской равнины отсутствует. Только в небольшом районе, расположенном на северо-востоке Большеземельской тундры, к северу от 67°30 с. ш., в озерно-болотных отложениях имеются полигональные системы с полигонами 15–30 м, и маломощными полигонально-жильными льдами. Они расположены на самых разных уровнях – от высоких среднеплейстоценовых (роговских) водоразделов до заболоченных участков молодых мор-



А. Ранний-средний плейстоцен

Б. Поздний плейстоцен, 120 тыс. лет назад

Рис. 12 / Fig. 12. Формирование суши в западном секторе Северной Евразии в плейстоцене / Formation of land in the Northern Eurasia western sector in the Pleistocene.

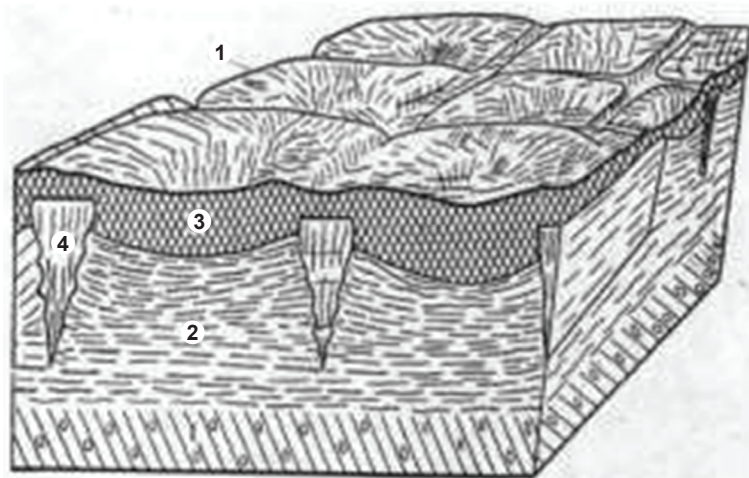
Источник: [35]

ских террас, но чаще всего – в пределах низкой казанцевско-зырянской морской полого-холмистой равнины [12]. Всё это свидетельствует о формировании этих образований уже в голоцене.

Малый разброс среднегодовых температур воздуха и грунтов усиливает роль местных факторов. Это можно проиллюстрировать на примере торфяников, широко распространённых в регионе, чьё охлаждающее влияние вместе с моховой растительностью хорошо известно. На востоке Большеземельской тундры размеры торфяных массивов составляют 0,5–1 км, на севере и западе региона массивы торфяников достигают нескольких километров, а мощность торфа может достигать 4 м. Площади торфяников закономерно увеличиваются вместе с понижением высоты поверхности.

На торфяниках широко распространён современный *полигональный рельеф*, сформировавшийся, как и сами

торфяники, в голоценовую межледниковую эпоху. Это второй по распространённости макроструктурный тип полигональных структур, возникших на основе морозобойного растрескивания. В их распространении проявляется современная зональность. Полигональные торфяники свойственны ландшафтам южной тундры [18; 19], районам сплошного распространения многолетнемёрзлых пород, преимущественно в северо-восточной части региона, наиболее северной, и распространены практически на всех геоморфологических элементах – на плоских междуречьях, на низких водоразделах и на морских и речных террасах при температурах грунта от 0 до -4°C . Полигоны имеют четырёхугольную форму, в поперечнике они составляют 20–30 м, обрамлены узкими (не более 2 м) неглубокими (0,2–0,5) канавообразными понижениями, в которых развиты полигонально-жильные льды (рис. 13).



Условные обозначения:

1 – суглинок с галькой; 2 – озерный суглинок; 3 – торф; 4 – ледяные жилы

Рис. 13 / Fig. 13. Полигонально-жильный лёд в озерно-болотных отложениях (район Воркуты) / Polygonal wedge ice in lake-swamp deposits (Vorkuta region)

Источник: [24]

В зоне лесотундры при температуре грунтов от 0°C до -2°C полигональные системы присутствуют уже в виде нисходящих форм рельефа, деградирующих плоскобугристых торфяников [18].

Микроструктурный рельеф представлен, как и в Западной Сибири, «пятнистой тундрой» (пятнами-медальонами), развит практически во всех областях криолитозоны. Он приурочен к наиболее высоким формам рельефа – вершинам холмов и увалов, верхним частям склонов. Это участки с разреженным растительным покровом и наименьшей мощностью снега. Размер пятен-медальонов колеблется от 0,4–0,6 до 1–1,5 м. На севере рассматриваемого региона в условиях сливающейся низкотемпературной мерзлоты пятна-медальоны развиваются на самых разных минеральных породах – суглинках, супесях, песках. При движении с севера на юг площади с пятнистым микрорельефом уменьшаются, пятна постепенно зарастают. В южных районах пятна-медальоны развиваются только в суглинистых грунтах.

Аструктурный рельеф представлен формами пучения. Преобладают *миграционные бугры пучения* с льдистым ядром, имеющим слоистую и базально-агрегатную криогенную текстуру. Размеры бугров меняются от 2–3 м по высоте и 20–50 м в диаметре до 12–15 м по высоте и до 100 м в диаметре. Как и в Западной Сибири, миграционные бугры пучения наиболее развиты в лесотундре и северной тайге, где они продолжают расти [27], несмотря на современное потепление [36]. Наиболее часто они встречаются на водораздельных низинах и котловинах в пределах озёрно-аллювиальных и

озёрно-болотных равнин, наследующих тектонические депрессии.

Важно отметить, что на северо-востоке Восточно-Европейской равнины, как и в Западной Сибири, отсутствует погребённый криогенный рельеф. Наблюдаемый ныне рельеф получил развитие в верхнем слое геологического разреза каждой из морских равнин и подстилается непосредственно морскими (гляциально-морскими, в зависимости от климата эпохи) или лагунными отложениями (рис. 14).

Геоморфологические уровни, являющиеся морскими равнинами разных эпох плейстоцена, не перекрывают друг друга. Они представлены в форме самостоятельных водораздельных поверхностей с выраженной ступенчатостью в рельефе. На этих поверхностях по мере регрессии полярного бассейна (уже в субаэральном режиме) формировались континентальные отложения, представленные озёрно-болотными алевритами с органикой и торфом, песчано-суглинистым аллювием речных террас, склоновыми делювиально-солифлюкционными отложениями, криогенным элювием (покровными суглинками). На этих поверхностях и в этих отложениях активно протекали процессы, формировавшие криогенный рельеф.

В голоцене континентальное развитие природы в тёплых условиях привело к образованию болотных и торфяных массивов, формированию на них полигональных торфяников с небольшими ледяными жилами, а в последствии к нисходящему их развитию и образованию плоскобугристых торфяников. На наш взгляд, всё перечисленное подтверждает позицию о том, что

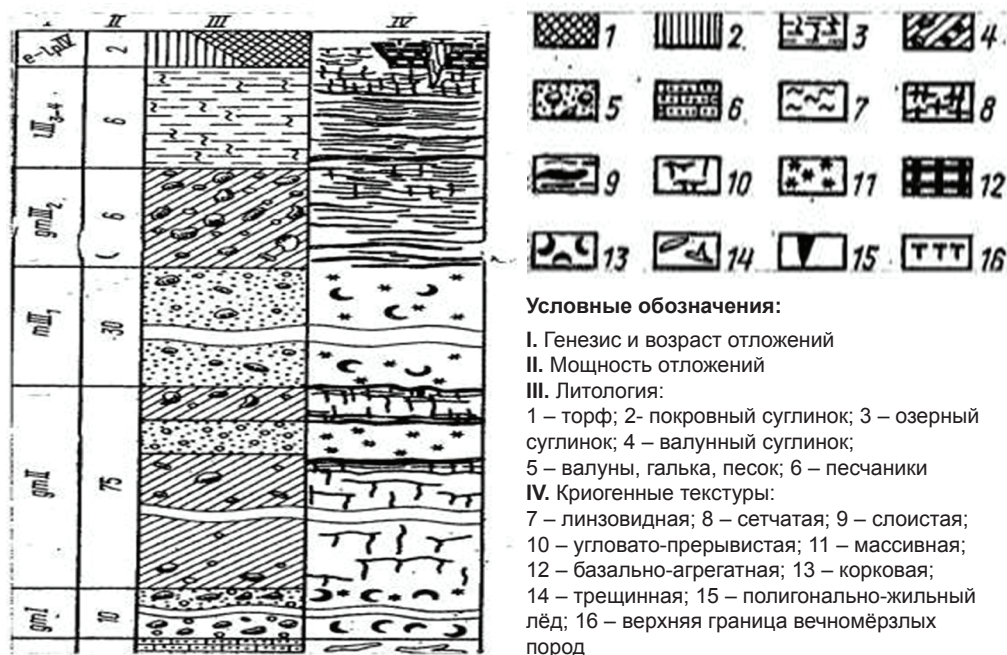


Рис. 14 / Fig. 14. Схематический криолитологический разрез отложений северной части Большеземельской тундры / Schematic cryolithological section of sediments in the Bolshezemelskaya Tundra northern part

Источник: [12]

северо-восточная часть Европейской территории России на протяжении большей части плейстоцена развивалась в морском режиме.

Ещё один вывод, выявляющий-ся из анализа криогенного рельефа. Сформировавшийся на осушившейся древней плейстоценовой поверхности крупноблочный рельеф, сохранившийся до настоящего времени, чётко прорисованный, хотя и редуцированный, свидетельствует об отсутствии в равнинной части региона покровного оледенения во все эпохи плейстоцена. Это видно и на карте криогенного рельефа (рис. 10), на которой отчётливо фиксируется, что к западу от Тиманского кряжа на Кольском полуострове и полуострове Канин отсутствуют полигональные формы рельефа, приуро-

ченные к доголоценовым поверхностям. А к востоку от Тиманского кряжа они уже присутствуют. Это указывает на восточную границу Скандинавского покровного ледника, который не простирался восточнее полуострова Канин.

Структурные формы криогенного происхождения (пятнистые тундры (рис. 4) и бугры пучения (рис. 5), показанные на карте (рис. 10) на севере Кольского полуострова, сформировались уже в голоцене, т. е. после исчезновения ледникового покрова.

Выявленные закономерности в строении криогенного рельефа двух рассмотренных районов, позволяют сделать следующие выводы:

– оба района на протяжении большей части плейстоцена развивались в морском режиме;

– структура теплообмена между грунтами и воздухом менялась вместе со сменой климата: в холодные эпохи наблюдалась гиперзональность, при которой на больших территориях устанавливались одинаково холодные условия, а в тёплые эпохи формировалась зональность современного типа;

– из-за неоднократно меняющихся в пространстве и времени условий (аккумуляции, стабилизации, денудации) в регионе развивались все формы криогенного рельефа, что обусловило большое разнообразие ландшафтов с криогенным рельефом;

– рассмотренные в статье данные показывают, что ледниковых покровов на северо-востоке Восточно-Европейской (Русской) равнины и севере Западной Сибири не было ни в одну из ледниковых эпох плейстоцена.

Ландшафты с криогенным рельефом в Центральной Якутии и Северо-Восточной Сибири

Эти районы имеют принципиально иной характер природы. Очень сильное выхолаживание грунтов и приземной атмосферы – условия, которые господствовали здесь в течение всего плейстоцена. Резко-континентальный климат района обусловлен как его обширностью и удалённостью от тёплых вод Мирового океана, так и выросшим ещё в плиоцене Памиро-Гималайским горным поясом, преградившим поступление теплых воздушных масс с Индийского океана и создавшим здесь антициклональный режим.

В отличие от западных районов Российской Арктики, восточный

сектор развивался в континентальных условиях. Рыхлые четвертичные толщи северных равнин региона, являются аллювиальными, озёрно-аллювиальными, озёрно-болотными континентальными образованиями ещё с плиоцена – эпохи начала заметного похолодания [1; 37]. Морские отложения присутствуют только на северных островах – Новосибирских, Анжу и др.

Широтная смена природных зон здесь существует, но в условиях горного рельефа Северо-Восточной Сибири быстро переходит в высотную поясность (рис. 15 и табл. 2), что способствует формированию однородно холодных условий на всей территории этой физико-географической страны [31; 40; 43].

Среднегодовая температура воздуха практически не меняется при движении на юг, оставаясь очень низкой (табл. 3).

Очень низкие температуры выявлены и для каргинско-зырянского времени (30–12 тыс. лет назад) по данным изотопного анализа [7].

В таких суровых условиях, существовавших со второй половины плиоцена на протяжении всего плейстоцена, главным из криогенных процессов оказывается морозобойное растрескивание, а из типов криогенного рельефа – полигональный рельеф с крупными ледяными жилами, т. н. «ледовый комплекс» (рис. 16). Как видно из карты и легенды (рис. 16), он развит на всём пространстве равнин, практически не считаясь с природной зональностью. Ландшафты с ледовым комплексом занимают примерно 11% территории Республики Саха (Якутия): около 35% ледового комплекса представлены тундровыми ландшафтами, 8% – при-

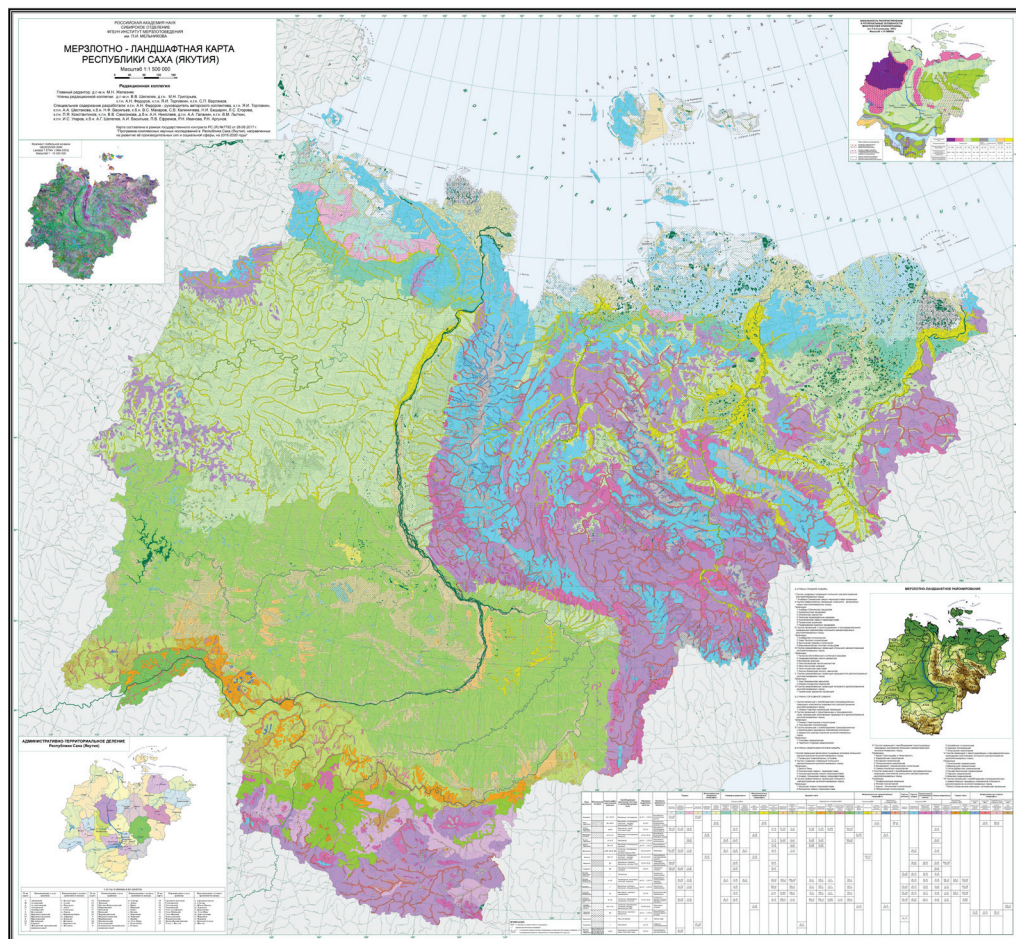


Рис. 15 / Fig. 15. Мерзлотно-ландшафтная карта Якутии масштаба 1:1 500 000, фрагмент / Permafrost-landscape map of Yakutia, scale 1:1 500 000, fragment.

Источник: [31]

тундровыми редколесными, 37% – северотаежными и 20% – среднетаёжными ландшафтами [31].

Равнины Северо-Восточной Сибири и Центральной Якутии в течение всего плейстоцена были областью аккумуляции, поэтому набор криогенных процессов здесь более ограничен, чем на рассмотренных территориях западного сектора Северной Евразии. Суровые климатические условия во все эпохи обуславливали активное морозобойное растрескивание грун-

тов. Это самый распространённый криогенный процесс, а озёрно-аллювиальное накопление осадков, обусловленное ежегодными обширными половодьями, способствовало формированию мощных сингенетических полигонально-жильных льдов.

В течение каждой эпохи, начиная ещё со второй половины плейстоцена, формировался ледовый комплекс, образующий в рельефе того времени едому (якутское название) – поверхность с полигонально-валиковым рельефом

Таблица 2 / Table 2

Легенда к мерзлотно-ландшафтной карте Республики Саха (Якутия), масштаб 1: 1500 000 (фрагмент) / Legend of the permafrost-landscape map of Yakutia, scale 1:1 500 000 (fragment)

Типы местности	Основные криогенные процессы	Тундры на сплошных многолетнемёрзлых породах				Интразональные тундровые ландшафты	
		Арктические травянистые	Типичные кустарничково-лишайниковые и моховые	Кустарниковые	Разреженная растительность	Тундровые болота полигонально-валиковые	Комплекс с тундровой долинной растительностью
		1*	2	3	4	5	6
Маршевый	Морозобойное растрескивание, пучение	-11...-13 / 0,2-0,4**			-11...-13 / 0,4 – 0,6		
Низкотеррасовый	Морозобойное растрескивание, термокарст, пучение						-6...-9 / 0,4 – 0,8
Средневысотный террасовый	Морозобойное растрескивание, термосуффозия	-10...-12 / 0,2 – 0,4	-9...-10 / 0,3 – 0,5	-6...-8 / 0,5 – 0,8			
Межрядово-низиный	Морозобойное растрескивание, термокарст, пучение					-6...-8 / 0,4 – 0,8	
Высототеррасовый	Морозобойное растрескивание			-6...-8 / 0,5 – 0,8			
Древнетеррасовый	Морозобойное растрескивание						
Межаласный	Термокарст	-10...-12 / 0,2 – 0,4	-8...-10 / 0,3 – 0,5	-7...-8 / 0,4 – 0,6			
Аласный	Морозобойное растрескивание, пучение					-6...-8 / 0,4 – 0,8	
Моренный	Термокарст, морозобойное растрескивание	-10...-12 / 0,2 – 0,4					

Примечание:

* индексы растительных ассоциаций на карте,

** в числителе – средние значения температуры на подошве слоя годовых колебаний (°С), в знаменателе – мощность сезонно-талого и сезонно-мёрзлого слоёв (м).

Источник: [31]

Таблица 3 / Table 3

Средняя годовая температура воздуха и грунтов в ландшафтах ледового комплекса Якутии / Average annual air and soil temperatures in the landscapes of the ice complex of Yakutia

	Ландшафты	Средняя годовая температура воздуха (Тв), °С до 1980 г.	Средняя температура грунтов (Тг), °С до 1980 г.
1	Тундровые	-14...-15	-10...-12
2	Притундровые редколесья	-13...-14	-6...-7
3	Северотаёжные редколесья	-12...-15	-4...-6

Источник: [31]

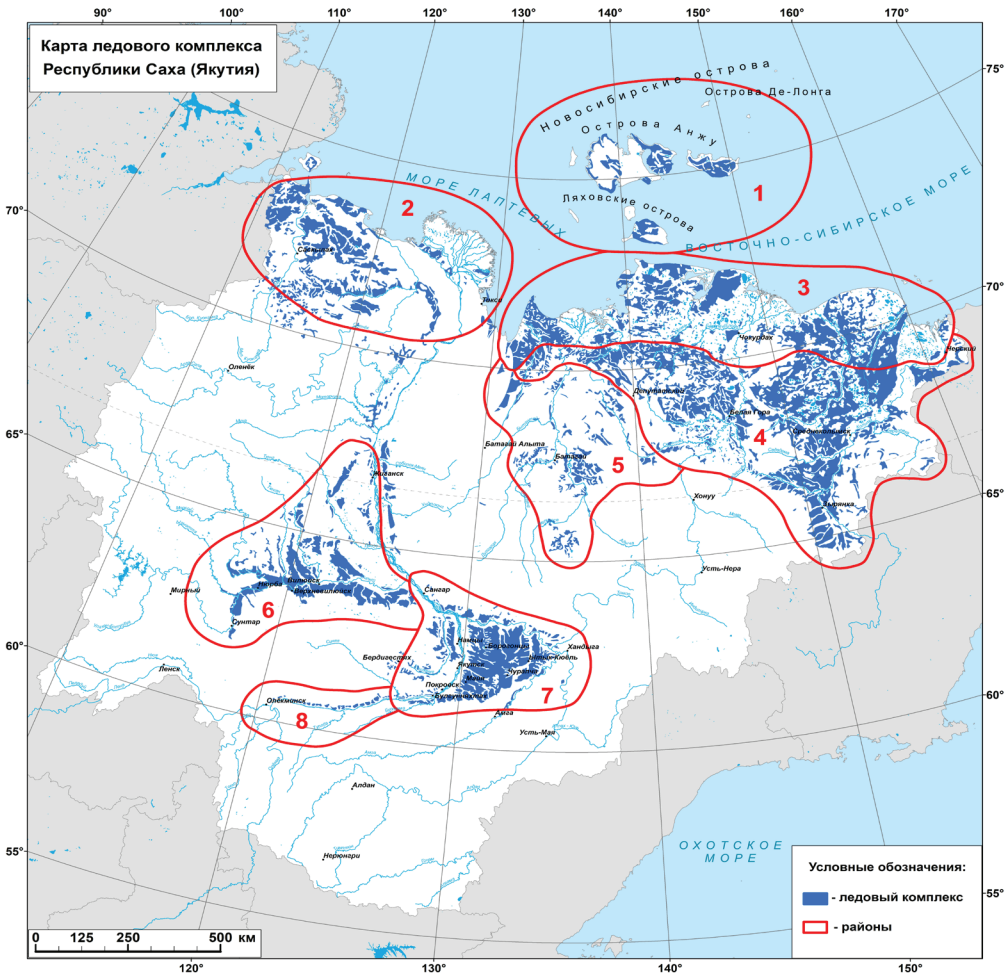


Рис. 16 / Fig. 16. Ледовый комплекс Якутии (показан синим цветом в пределах обозначенных ареалов) / Ice complex of Yakutia (shown in blue within the designated areas)

Источник: [31]

с растущими ледяными жилами. В каждую последующую эпоху новые растущие ледяные жилы внедрялись в нижележащие жилы прошлой эпохи (рис. 17), оставляя их погребёнными и подчёркивая однотипные условия осадконакопления.

Весь разрез четвертичных отложений представлен однотипными комплексами осадков, перекрывающих друг друга снизу вверх, имеющих принципиально близкое строение (рис. 18). Это указывает на однотипность природно-климатических условий в регионе в течение всего плейстоцена, когда из-за экстремально холодных условий колебания климата слабо отражались на характере криогенных процессов [41; 43] и непрерывно формировался полигональный рельеф с ледяными



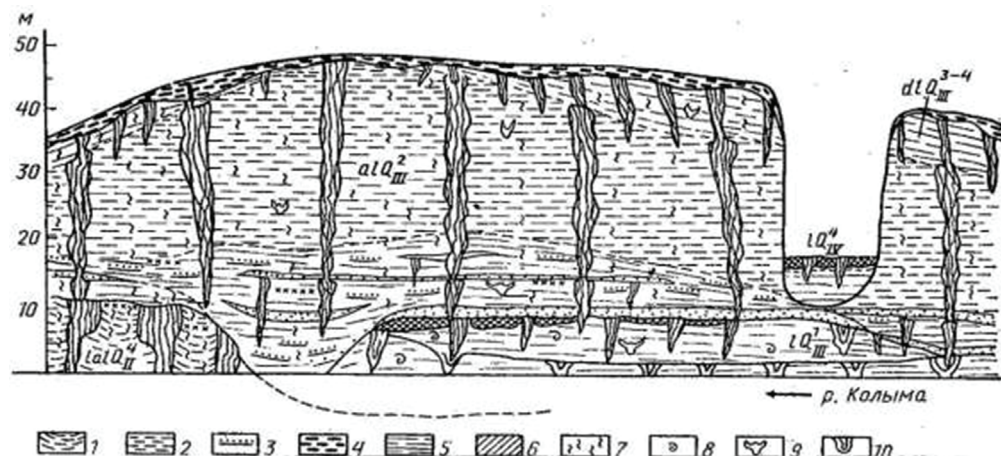
Рис. 17 / Fig. 17 Полигонально-жильный лёд двух последующих эпох. Низовья р. Колымы / Polygonal wedge ice of different ages (two subsequent eras). Lower reaches of the river Kolyma.

Источник: фото Н. А. Шполянской

жилами (это видно, например, по результатам изотопного анализа в работе) [8].

В строении толщи наблюдается определённая цикличность в осадконакоплении, отражающая периодическую смену по разрезу грубообломочных отложений этапов врезания и более дисперсных отложений этапов аккумуляции (рис. 19).

Как и в северных районах, в Центральной Якутии, начиная с раннего плейстоцена, накапливались сингенетически промерзавшие осадки. Это запечатлено в осадках древней аллювиальной равнины на левобережье р. Лены и в долине р. Вилуй (V терраса) в виде полигонально-жильных льдов мощностью до 10 м и псевдоморфоз по ним. В последующие эпохи плейстоцена тоже продолжалось накопление сингенетически промерзающих отложений с мощными ледяными жилами. Так, в долине р. Майн (южная Чукотка) прослеживаются полигонально-жильные льды, формировавшиеся в течение периода 38–12 тысяч лет назад [8], т.е. в каргинскую и сартанскую эпохи. Формирование ледового комплекса продолжается и в голоцене, несмотря на неоднородные меняющиеся во времени природно-климатические условия [42], когда, например, в первой половине голоцена произошло частичное разрушение ледового комплекса термокарстовыми процессами, образовались обширные аласные котловины, а сейчас при интенсивном усыхании водоёмов (термокарстовый рельеф в большой мере является реликтовым) в днищах аласов идёт формирование нового ледового комплекса.



Условные обозначения:

1 – сильнольдистые алеуриты с “поясной” криотекстурой и погребенными широкими ледяными жилами;
 2 – алеуриты с тонкошлировой и микролинзовидной криогенной текстурой и более узкими ледяными жилами;
 3 – покровный слой; сильнольдистые алеуриты с сетчатой и частой линзовидной криотекстурой с эпигенетическими ростками полигонально-жильного льда;

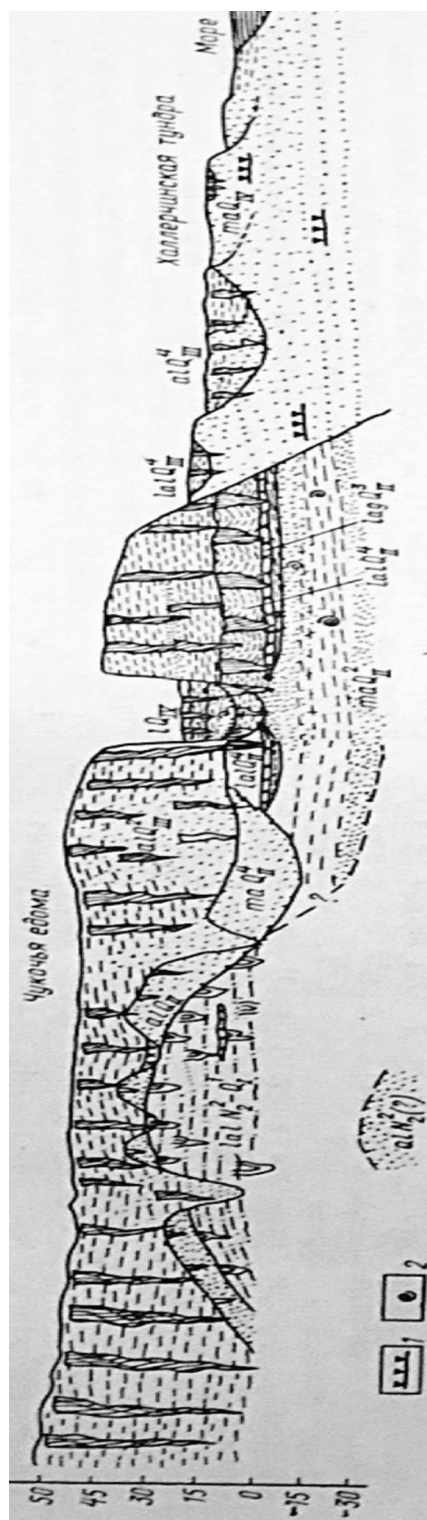
4 – супеси с прослоями и линзами песков с линзовидно-слоистыми криотекстурами;
 5 – алеуриты и суглинки с разреживающей книзу линзовидно-плетенчатой, решетчатой и неполносетчатой криогенной текстурой;
 6 – торф;
 7 – корешки растений;
 8 – пресноводные моллюски;
 9 – остатки млекопитающих;
 10 – псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам

Рис. 18 / Fig. 18. Геологический разрез ледового комплекса, начиная со среднего плейстоцена – обнажение Дуванного Яра, низовья р. Колымы / Geological section of the ice complex outcrop Duvanny Yar, the river Kolyma, lower reaches

Источник: [1]

Вторым широко распространённым типом криогенного рельефа в Восточной Сибири являются крупные термокарстовые котловины – аласы. Их образование связано с тем, что, несмотря на холодный в течение всего плейстоцена климат, общий колебательный характер климатического хода отражался и здесь [41; 42]. Так, в оптимум голоцена (около 5500 лет назад) на территории Якутии отклонения средних годовых температур воздуха в среднем оцениваются на 1–2°C в центральных и южных районах Якутия и на 2–3°C в северных районах выше современных

[31; 41; 42]. В это время, как и в западном секторе Арктики, нарастали торфяники [6; 28]. При низких температурах воздуха региона это малозаметные изменения, но тем не менее эпохи хотя и весьма относительного потепления сопровождалось оживлением термокарста, что при высокой льдистости грунтов приводило к формированию озёр и болот – замкнутых котловин-аласов и вытянутых аласных долин, широко распространённых и в северных, и в центральных районах Якутии. Процессы термокарста особенно интенсивно развивались на высоких тер-



Условные обозначения:

1 — линзы криопегов; 2 — морская фауна и микрофауна

Примечание: другие условные обозначения представлены на рис. 18.

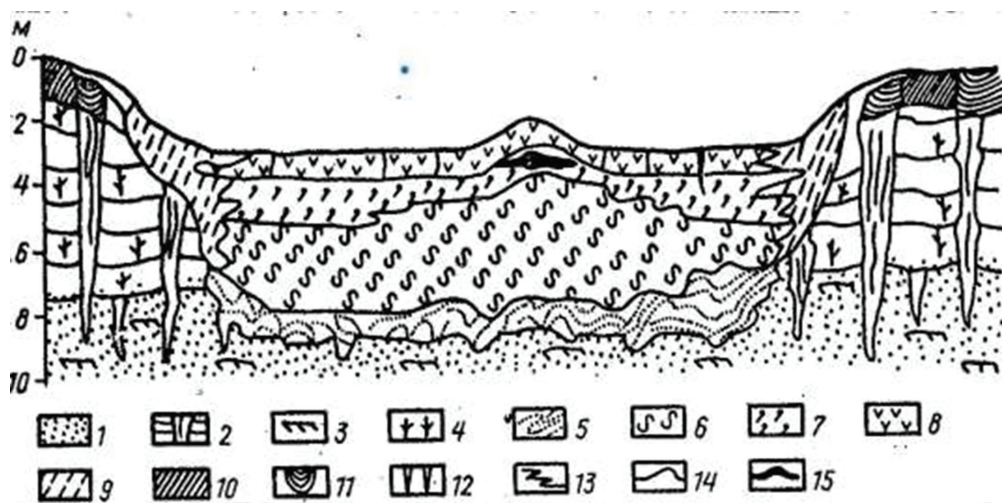
Рис. 19 / Fig. 19. Схематический разрез севера Колымской низменности, начиная с плиоцена / Schematic section of the Kolyma Lowland north

Источник: [1]

расах, сложенных льдистыми толщами с мощными полигонально-жильными льдами. Размеры аласных форм зависят от мощности ледового комплекса. Примером может служить Яно-Омолыйское междуречье. Там в разрезе отложений наблюдаются участки, где в аллювиальную свиту, датруемую второй половиной среднего плейстоцена, вложены озёрно-болотные отложения древних аласов мощностью 5–10 м, датируемые последним среднеплейсто-

ценовым потеплением [1]. Подобные образования встречаются и на равнине в Центральном районе Якутии, в бассейне р. Марха [33] (рис. 20).

В зарастающих аласах при новом промерзании водонасыщенных грунтов формировались бугры пучения – булгунняхы, имеющие в своём строении крупное ледяное ядро инъекционного генезиса. Это третий тип криогенного рельефа, широко распространённый в Якутии (рис. 20–21).



Условные обозначения:

- | | |
|---|---|
| 1 – алеврит с эпигенетическими полигонально-жильными льдами и массивной криогенной текстурой; | 8 – суглинки оторфованные с линзовидно-плетенчатой криотекстурой; |
| 2 – суглинки с сингенетическими полигонально-жильными льдами и слоистой криотекстурой; | 9 – суглинки склонов котловин с линзовидной криотекстурой; |
| 3 – детрит; | 10 – пылеватые покровные суглинки слоя сезонного протаивания; |
| 4 – корешки трав; | 11 – протаявшие части ледяных жил, выполненные оторфованным суглинком и торфом; |
| 5 – деформированные слои алеврита с неполносетчатой криотекстурой; | 12 – современные гумусовые жилки; |
| 6 – илы глубоководной фации водоема с сетчатой криотекстурой; | 13 – границы фациальных замещений; |
| 7 – суглинки иловатые прибрежной зоны водоема с неполносетчатой криотекстурой; | 14 – многолетний бугор пучения; |
| | 15 – ледяное ядро бугра пучения |

Рис. 20 / Fig. 20. Криолитологический разрез термокарстовой котловины в верховьях р. Мархи / Cryolithological section of the thermokarst basin in the river Markhi upper reaches

Источник: [33]



Рис. 21 / Fig. 21. Инъекционный бугор пучения (булгуннях) в пределах аласа. Центральная Якутия / Injection frost mound (bulgunniakh) within the alas. Central Yakutia.

Источник: фото Н. А. Шполянской

Днища аласов, поверхности аласных равнин, так же, как и поверхности морских низких террас, дельт и пойм рек, всегда являлись и являются сейчас участками преобладающей аккумуляции, и здесь ведущим рельефообразующим криогенным процессом оказывается морозобойное растрескивание, сопровождающееся сингенетическим ростом ледяных жил и формированием полигонального рельефа. И сейчас на таких молодых аккумулятивных уровнях формируется полигональный рельеф с полигонами 20–30, до 100 м в поперечнике. К таким поверхностям относится, например, Халерчинская тундра в низовьях р. Колымы (рис. 19, 22), где прослеживаются все стадии образования полигонов по Б. Н. Достовалову – от серии начальных трещин, параллельных берегу водоёма и друг другу, затем перпендикулярных к ним трещин всё более высоких генераций, и,

наконец, к формированию полных валиковых полигонов.

Ещё одна важная черта рассматриваемого района – отсутствие зональных изменений в стадиях развития форм криогенного рельефа. На всей территории преобладают формы рельефа, находящиеся в стадии восходящего развития. Имеются и формы нисходящего развития полигонального рельефа (*байджарахи*), но они встречаются на всех широтах [28], поскольку возникают не в связи с изменениями климата, а из-за особенностей местных условий, например, при разрушении ледового комплекса в береговых обрывах и т. п.

И так, можно сделать следующее общее заключение по Северо-Восточной Сибири и Центральной Якутии:

– в течение всего плейстоцена имело место развитие района в континентальном режиме и непрерывное существование вечной мерзлоты с



Рис. 22. / Fig. 22. Халерчинская тундра, низовья р. Колымы / Khalerchinskaya tundra, the river Kolyma, lower reaches.

Источник: фото с вертолёта Н. А. Шполянской

преобладанием сингенетического типа промерзания;

– развитие района проходило в условиях сурового антициклонального климата, при котором резкие колебания климата, способные привести к деградации вечной мерзлоты, не проявлялись. В связи с этим, в отличие от более западных районов, отсутствует зональное изменение стадий развития криогенного рельефа;

– покровного оледенения на равнинах района не было, о чём свидетельствует присутствие ненарушенного ледового комплекса (антагониста оледенения) в отложениях всех эпох плейстоцена. Горно-долинное оледенение в горах имело, оно доставляло воду в периоды половодья для формирования мощных ледяных жил в условиях достаточно сухого климата с антициклональным режимом погоды.

Заключение

Представленные выше генетические типы криогенного рельефа и их пространственные закономерности позволяют сделать ряд выводов о чет-

вертичной истории Северной Евразии, важных для давней дискуссии:

– два рассмотренных сектора Северной Евразии – западный и восточный – развивались в плейстоцене-голоцене в разных режимах: западный (северо-восток ЕТР и север Западной Сибири) – в условиях морской трансгрессии и морского осадконакопления, восточный (Центральная Якутия и Северо-Восточная Сибирь) – в резко континентальных условиях и режиме озёрно-аллювиального осадконакопления;

– покровного оледенения на равнинах Центральной Якутии и Северо-Восточной Сибири не было ни в одну из эпох плейстоцена. В горах имели место горно-долинное, реже горно-сетчатое оледенения;

– в западном секторе региона в течение плейстоцена-голоцена прослеживались заметные колебания климата и менялся характер теплообмена между грунтами и атмосферой, обуславливающий меняющийся во времени и пространстве тепловой режим грунтов. В восточном секторе колебания климата были минимальными, и имел место однотипный во времени и

пространстве холодный тепловой режим грунтов в течение всего плейстоцена-голоцена;

– набор преобладающих типов криогенного рельефа на равнинах двух секторов Северной Евразии формировался разным: *в западном секторе* при разнообразных и меняющихся в пространстве и времени условиях, где присутствовали районы аккумуляции, районы денудации и районы стабилизации, развивались практически все формы криогенного рельефа; *в восточном секторе*, в суровых однородных природных условиях, в условиях

преобладающей аккумуляции, развиты преимущественно полигональный рельеф с крупными ледяными жилами, просадочные термокарстовые формы (аласы) и формы напорного пучения (булгуньяхи).

– в западном секторе, где чётко проявляется природная зональность, в криогенном рельефе наблюдается увеличение форм нисходящего развития с севера на юг, а в восточном секторе такой закономерности не прослеживается. На всей территории региона в целом сохраняется активность развития полигонального рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангелов А. А., Конищев В. Н., Розенбаум Г. Э. Приморско-Новосибирский криолитологический район // Региональная криолитология / А. И. Попов, А. А. Архангелов, В. Н. Конищев, Г. Э. Розенбаум, Н. В. Тумель, Н. А. Шполянская, В. П. Марахтанов. М.: МГУ, 1989. С. 128–151.
2. Атлас: Геоморфология морских берегов и устьевых систем рек Чукотки / под ред. В. Н. Коротаева, Н. А. Римского-Корсакова. М.: МГУ, 2020. 114 с.
3. Атлас: Морфодинамика устьевых систем крупных рек Арктического побережья России / под ред. В. Н. Коротаева, Г. И. Рычагова, Н. А. Римского-Корсакова. М.: МГУ, 2016. 148 с.
4. Бадю Ю. Б. Криолитогенез. Признаки и призраки криолитосферы. М.: МГУ, 2021. 367 с.
5. Бобов Н. Г., Молодых И. И. Особенности распространения мерзлотно-геологических процессов и явлений // Геокриология СССР, Европейская территория СССР / под ред. Э. Д. Ершова. М.: Недра, 1988. С. 251–256.
6. Важенина Л. Н., Ложкин А. В. Нижнеголоценовые торфяники Северо-Востока Сибири // Известия РАН. Серия географическая. 2013. № 5. С. 74–84.
7. Васильчук Ю. К., Васильчук А. К. Зимние палеотемпературы воздуха в низовьях Колымы 30–12 тысяч лет назад по результатам изучения изотопного состава едомы Плахинского Яра // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 5. С. 3–20.
8. Васильчук Ю. К., Васильчук А. К. Повторно-жильные льды долины р. Майн и реконструкция и реконструкция зимних температур воздуха Южной Чукотки 38–12 тысяч лет назад // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 5. С. 16–26.
9. Гвоздецкий Н. А., Кривоуцкий А. Е., Макунина А. А. Карта физико-географического районирования М: 1:6000000 // Атлас Тюменской области. Вып. 1. М.: ГУГК – МГУ, 1971. Лист 27.
10. Дубиков Г. И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М.: ГЕОС, 2002. 246 с.
11. Карпов Е. Г. Подземные льды Енисейского севера. Новосибирск: Наука, 1986. 133 с.
12. Конищев В. Н., Тумель Н. В. Малоземельско-Большеземельский район // Региональная криолитология / под ред. А. И. Попова. М.: МГУ, 1989. С. 24–48.

13. Коронатова Н. Г., Миронычева-Токарева Н. П., Соломин Я. Р. Температурный режим торфяной залежи бугров и топей плоскобугристых болотных комплексов Западной Сибири // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 6. С. 16–25.
14. Лазуков Г. И. Геоморфологическая карта Тюменской области М 1:4000000 // Атлас Тюменской области. Вып. 1. М.– Тюмень: ГУГК – МГУ, 1971. Лист 10.
15. Лазуков Г. И. Плейстоцен территории СССР. М.: Высшая школа, 1989. 320 с.
16. Лыдиность многолетнемерзлых пород, слагающих бугры пучения в бассейне р. Надым / Н. М. Бердников, А. Г. Гравис, Д. С. Дроздов, О. Е. Пономарева, Н. Г. Москаленко, Ю. Н. Бочкарев // Криосфера Земли. 2019. Т. 23. № 2. С. 29–37.
17. Московченко Д. В., Губарьков А. А. Температурные режимы почв на южной границе зоны мерзлых болот в Западной Сибири // Бюллетень Почвенного института имени В. В. Докучаева. 2023. № 117. С. 23–51. DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-23-51
18. Осадчая Г. Г. Торфяники криолитозоны европейского северо-востока: зональные особенности развития // Современные исследования трансформации криосферы и вопросы геотехнической безопасности сооружений в Арктике: мат-лы конф. / под ред. В. П. Мельникова, М. Р. Садуртдинова. Салехард: 2021. С. 327–330.
19. Осадчая Г. Г., Тумель Н. В., Королева А. М. Морфологическая структура криогенных ландшафтов Большеземельской тундры // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 3. С. 14–23.
20. Осадчая Г. Г., Шполянская Н. А. Географические особенности изменчивости геокриологических характеристик Большеземельской тундры // Международный научно-исследовательский журнал. 2021. № 2. С. 124–130. DOI: 10.23670/IRJ.2021.103.2.024
21. Попов А. И. Вечная мерзлота Западной Сибири. М.: АН СССР, 1953. 205 с.
22. Попов А. И. Карта мерзлотного рельефа Западной Сибири М 1:6000000 // Атлас Тюменской области. Вып. 1. М.: ГУГК - МГУ, 1971. Лист 15
23. Попов А. И. Покровные суглинки и полигональный рельеф Большеземельской тундры // Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии / под ред. А. И. Попова. М.: МГУ, 1962. С. 109–130.
24. Попов А. И. Полигонально-жильный лёд в Большеземельской тундре // Подземный лёд. М.: МГУ, 1965. С. 160–166
25. Попов А. И. Сопоставление опорных разрезов четвертичных отложений севера Западной Сибири и Большеземельской тундры // Основные проблемы изучения четвертичного периода / глав. ред. В. Н. Сакс. М.: Наука, 1965. С. 76–88.
26. Попов А. И. Четвертичный период в Западной Сибири // Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири / под ред. К. К. Маркова, А. И. Попова. М.: МГУ, 1959. С. 67–81.
27. Ривкин Ф. М., Булдович С. Н. Закономерности новообразования мерзлых пород на фоне положительного климатического тренда // Криосфера Земли. 2024. Т. 28. № 1. С. 15–22.
28. Романенко Ф. А., Шиловцева О. А. Особенности распространения гео-морфологических процессов на севере России и изменения климата // Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики. Т. 2. / отв. ред. С. А. Соколов. М.: Лига-Вент, 2016. С. 170–196.
29. Следы криогенных процессов в позднеплейстоценовых отложениях Пур-Тазовского междуречья Западной Сибири / Е. А. Слагода, А. А. Новоселов, Е. С. Королева, А. О. Кузнецова, В. И. Бутаков, Я. В. Тихонравова, Э. П. Зазовская // Криосфера Земли. 2022. Т. 26. № 1. С. 21–45.
30. Сорохтин О. Г., Чилингар Дж. В., Сорохтин Н. О. Теория развития Земли. М.–Ижевск: институт компьютерных исследований, 2010. 751 с.

31. Федоров А. Н. Эволюция и динамика мерзлотных ландшафтов Якутии: автореф. дис. ... док. геогр. наук. Якутск: Институт мерзлотоведения СО РАН, 2020. 40 с.
32. Фотиев С. М. Арктические торфяники Ямало-Гыданской провинции Западной Сибири // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 5. С. 3–15.
33. Хруцкий С. Ф. Среднесибирский район // Региональная криолитология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 101–119.
34. Чочия Н. Г., Евдокимов С. П. Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири (ледниковая и ледниково-морская концепция). Саранск: МГУ им. Н. П. Огарева, 1993. 248 с.
35. Шельф морей Баренцева и Карского / В. С. Зархидзе, Е. Е. Мусатов, П. П. Генералов, Ю. Н. Тарасевич, Р. Б. Крапивнер и др. // Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Атлас палеогеографических карт. Т. 2 / под ред. М. И. Алексеева. М.: Робертсон ГРУПП ПЛК – ГИН РАН, 1991. Л. 13.10–13.11.
36. Шполянская Н. А. Климат и его динамика в плейстоцене-голоцене как основа для возникновения разнообразных рисков при освоении районов криолитозоны // Гео-риск. Международный научный журнал. 2019. Т. 13. № 1. С. 6–25.
37. Шполянская Н. А. Плейстоцен – голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики «глазами» подземных льдов. М.–Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2015. 344 с.
38. Шполянская Н. А. Спорные вопросы четвертичной истории Российской Арктики в материалах по криолитозоне // Инженерная геология. 2022. Vol. 17. № 4. С. 52–64. DOI: 10.25296/1993-5056-2022-17-4-52-64
39. Шполянская Н. А., Осадчая Г. Г., Дудников В. Ю. Динамика глобального изменения климата и эволюция криолитозоны. М.: Юрайт, 2021. 294 с.
40. Fedorov A. N. Permafrost Landscape Research in the Northeast of Eurasia // Earth. 2022. № 3. P. 460–478. DOI: 10.3390/earth3010028
41. Fedorov A. A route to understanding the variability in permafrost distribution under climate change // Advances in Climate Change Research. 2023. № 14. DOI: 10.1016/j.accre.2023.03.007
42. Impact of Climate Change on the Ground Thermal Regime in the Lower Lena Region, Arctic Central Siberia / P. Konstantinov, N. Basharin, A. Fedorov, Y. Iijima, V. Andreeva, V. Semenov, N. Vasiliev // Land. 2023. № 12. DOI: 10.3390/land12010019
43. Yedoma Permafrost Landscapes as past Archives, Present and Future Change Areas / L. Schirrmeister, A. N. Fedorov, D. Froese, G. Iwahana, K. van Huissteden, A. Veremeeva // Frontiers in Earth Science. 2022. № 10. DOI: 10.3389/feart.2022.929873
44. Shpolyanskaya N. A. Development of the Russian Arctic permafrost zone in late Cenozoic. Reconstruction on the continent and the shelf based on the analysis of permafrost temperature and underground ice. Riga, Latvia: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2020. 125 p.

REFERENCES

1. Arkhangelov A. A., Konishchev V. N., Rosenbaum G. E. [Primorsko-Novosibirsk cryolithological region]. In: Popov A. I., Arkhangelov A. A., Konishchev V. N., Rosenbaum G. E., Tumel N. V., Shpolyanskaya N. A., Marakhtanov V. P. *Regionalnaya kriolitologiya* [Regional cryolithology]. M.: MSU Publ., 1989. P. 128–151.
2. Korotaev V. N., Rimsky-Korsakov N. A., eds. *Atlas: Geomorfologiya morskikh beregov i ust sistem rek Chukotkivyykh* [Atlas: Geomorphology of sea coasts and estuarine systems of Chukotka rivers]. Moscow, MSU Publ., 2020. 148 p.

3. Korotaeva V. N., Rychagova G. I., Rimsky-Korsakov N. A., eds. *Atlas: Morfodinamika ustyevykh sistem krupnykh rek Arkticheskogo poberezhya Rossii* [Atlas: Morphodynamics of estuarine systems of large rivers of the Arctic coast of Russia]. Moscow, MSU Publ., 2016. 148 p.
4. Badu Yu. B. *Kriolitogenez. Priznaki i prizraki kriolitosfery* [Cryolithogenesis. Signs and ghosts of the cryolithosphere]. Moscow, MSU Publ., 2021. 367 p.
5. Bobov N. G., Molodykh I. I. [Features of the distribution of permafrost-geological processes and phenomena]. In: Ershov E. D., ed. *Geokriologiya SSSR, Yevropeyskaya territoriya SSSR* [Geocryology of the USSR, European territory of the USSR]. Moscow, Nedra Publ., 1988, pp. 251–256.
6. Vazhenina L. N., Lozhkin A. V. [Lower Holocene peatlands of northeastern Siberia]. In: *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya* [Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Geographical Series], 2013, no. 5, pp. 74–84.
7. Vasilchuk Yu. K., Vasilchuk A. K. [Winter paleotemperatures of air in the lower reaches of the Kolyma 30–12 thousand years ago based on the results of studying the isotopic composition of the Plakhinsky Yar yedoma]. In: *Kriosfera Zemli* [Cryosphere of the Earth], 2018, vol. 22, no. 5, pp. 3–20.
8. Vasilchuk Yu. K., Vasilchuk A. K. [Ice wedges of the Main River valley and reconstruction and reconstruction of winter air temperatures in Southern Chukotka 38–12 thousand years ago]. In: *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2017, vol. 21, no. 5, pp. 16–26.
9. Gvozdetsky N. A., Krivolutsky A. E., Makunina A. A. [Map of physical-geographical zoning M: 1:6000000]. In: *Atlas Tyumenskoy oblasti. Vyp. 1* [Atlas of the Tyumen Region. Iss. 1]. Moscow, GUGK – MSU Publ., 1971.
10. Dubikov G. I. *Sostav i kriogennoye stroyeniye merzlykh sloyev Sibiri* [Composition and cryogenic structure of permafrost in Western Siberia]. Moscow, GEOS Publ., 2002. 246 p.
11. Karpov E. G. *Podzemnyye ldy Yeniseyskogo severa* [Underground ice of the Yenisei north]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1986. 133 p.
12. Konishchev V. N., Tumel N. V. [Malozemelsko-Bolshezemelsky region]. In: Popov A. I., ed. *Regionalnaya kriolitologiya* [Regional cryolithology]. Moscow, MSU Publ., 1989, pp. 24–48.
13. Koronatova N. G., Mironycheva-Tokareva N. P., Solomin Ya. R. [Temperature regime of peat deposits in hummocks and bogs of flat-hummocky bog complexes of Western Siberia]. In: *Kriosfera Zemli* [Cryosphere of the Earth], 2018, vol. 22, no. 6, pp. 16–25.
14. Lazukov G. I. [Geomorphological map of the Tyumen region M 1:4000000]. In: *Atlas Tyumenskoy oblasti. Vyp. 1* [Atlas of the Tyumen region. Iss. 1]. Moscow–Tyumen, GUGK – MSU Publ., 1971.
15. Lazukov G. I. *Pleistotsen territorii SSSR* [Pleistocene of the territory of the USSR]. Moscow, Vysshaya shkola Publ., 1989. 320 p.
16. Berdnikov N. M., Gravis A. G., Drozdov D. S., Ponomareva O. E., Moskalenko N. G., Bochkarev Yu. N. [Ice content of permafrost rocks forming frost mounds in the Nadym River basin]. In: *Kriosfera Zemli* [Cryosphere of the Earth], 2019, vol. 23, no. 2, pp. 29–37.
17. Moskovchenko D. V., Gubarkov A. A. [Temperature regimes of soils at the southern boundary of the frozen bog zone in Western Siberia]. In: *Byulleten Pochvennogo instituta imeni V. V. Dokuchayeva* [Bulletin of the Dokuchaev Soil Science Institute], 2023, no. 117, pp. 23–51. DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-23-51
18. Osadchaya G. G. [Peatlands of the cryolithozone of the European northeast: zonal features of development]. In: Melnikov V. P., Sadurtdinov M. R., eds. *Sovremennyye issledovaniya transformatsii kriosfery i voprosy geotekhnicheskoy bezopasnosti obyektov v Arktike* [Modern studies of the transformation of the cryosphere and issues of geotechnical safety of structures in the Arctic]. Salekhard, 2021, pp. 327–330.

19. Osadchaya G. G., Tumel N. V., Koroleva A. M. [Morphological structure of cryogenic landscapes of the Bolshezemelskaya tundra]. In: *Kriosfera Zemli* [Cryosphere of the Earth], 2016, vol. 20, no. 3, pp. 14–23.
20. Osadchaya G. G., Shpolyanskaya N. A. [Geographical features of variability of geocryological characteristics of the Bolshezemelskaya tundra]. In: *Mezhdunarodnyy nauchno-issledovatel'skiy zhurnal* [International Research Journal], 2021, no. 2, pp. 124–130. DOI: 10.23670/IRJ.2021.103.2.024
21. Popov A. I. *Vechnaya merzlota Sibiri* [Permafrost of Western Siberia]. Moscow, ANSSSR Publ., 1953. 205 p.
22. Popov A. I. [Permafrost relief map of Western Siberia M 1:6000000]. In: [Atlas of the Tyumen region. Iss. 1]. Moscow, GUGK–MSU Publ., 1971.
23. Popov A. I. [Cover loams and polygonal relief of the Bolshezemelskaya tundra]. In: Popov A. I., ed. [Issues of geographical permafrost and periglacial morphology]. Moscow, MSU Publ., 1962, pp. 109–130.
24. Popov A. I. [Polygonal-vein ice in the Bolshezemelskaya tundra]. In: *Podzemnyy led* [Underground ice]. Moscow, MSU Publ., 1965, pp. 160–166.
25. Popov A. I. [Comparison of reference sections of Quaternary deposits in the north of Western Siberia and the Bolshezemelskaya tundra]. In: Saks V. N., ed. *Osnovnyye problemy izucheniya chetvertichnogo perioda* [Main problems of studying the Quaternary period]. Moscow, Nauka Publ., 1965, pp. 76–88.
26. Popov A. I. [Quaternary period in Western Siberia]. In: Markov K. K., Popov A. I., eds. *Lednikovyy period na territorii chasti SSSR i Sibiri* [Ice age in the territory of the European part of the USSR and Siberia]. Moscow, MSU Publ., 1959, pp. 67–81.
27. Rivkin F. M., Buldovich S. N. [Patterns of permafrost formation against the background of a positive climatic trend]. In: *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2024, vol. 28, no. 1, pp. 15–22.
28. Romanenko F. A., Shilovtseva O. A. [Features of the distribution of geomorphological processes in the north of Russia and climate change]. In: Sokratov S. A., ed. *Menyayushchiysya klimat i sotsial'no-ekonomicheskiy potentsial Rossiyskoy Arktiki. T. 2* [Changing climate and socio-economic potential of the Russian Arctic. Vol. 2]. Moscow, Liga-Vent Publ., 2016, pp. 170–196.
29. Slagoda E. A., Novoselov A. A., Koroleva E. S., Kuznetsova A. O., Butakov V. I., Tikhonravova Ya. V., Zazovskaya E. P. [Traces of cryogenic processes in the late Neopleistocene deposits of the Pur-Taz interfluvium of Western Siberia]. In: *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2022, vol. 26, no. 1, pp. 21–45.
30. Sorokhtin O. G., Chilingar J. V., Sorokhtin N. O. *Teoriya razvitiya Zemli* [Theory of Earth development]. Moscow–Izhevsk, Institute of Computer Research Publ., 2010. 751 p.
31. Fedorov A. N. *Evolutsiya i dinamika merzlotnykh landshaftov Yakutii: avtoref. dis. ... dok. geogr. nauk* [Evolution and dynamics of permafrost landscapes of Yakutia: Abstract of Dr. Sci. thesis in Geographical Sciences]. Yakutsk, Institute of Permafrost Studies SB RAS Publ., 2020. 40 p.
32. Fotiev S. M. [Arctic peatlands of the Yamalo-Gydan province of Western Siberia]. In: *Kriosfera Zemli* [Cryosphere of the Earth], 2017, vol. 21, no. 5, pp. 3–15.
33. Khrutsky S. F. [Central Siberian region]. In: *Regionalnaya kriolitologiya* [Regional cryolithology]. Moscow, Izd-vo Mosk. un-ta Publ., 1989, pp. 101–119.
34. Chochia N. G., Evdokimov S. P. *Paleogeografiya pozdnego kaynozoya Vostochnoy Yevropy i Sibiri (lednikovaya i lednikovo-morskaya kontseptsii)* [Paleogeography of the Late Cenozoic of Eastern Europe and Western Siberia (glacial and glacial-marine concept)]. Saransk, MGU im. N. P. Ogareva Publ., 1993. 248 p.

35. Zarkhidze V. S., Musatov E. E., Generalov P. P., Tarasevich Yu. N., Krapivner R. B., et al. [The shelf of the Barents and Kara seas]. In: Alekseev M. I., ed. *Shelfy Yevrazii v mezozoye i kaynozoye. Atlas paleogeograficheskikh kart. T. 2* [Shelves of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. Atlas of paleogeographic maps. Vol. 2]. Moscow, Robertson GRUPP PLK – GIN RAS Publ., 1991, l. 13.10–13.11.
36. Shpolyanskaya N. A. [Climate and its dynamics in the Pleistocene-Holocene as a basis for the emergence of various risks during the development of cryolithozone areas]. In: *Georisk. Mezhdunarodnyy nauchnyy zhurnal* [Georisk. International scientific journal], 2019, vol. 13, no. 1, pp. 6–25.
37. Shpolyanskaya N. A. *Pleystotsen – golotsenovaya istoriya razvitiya kriolitozonov Rossiyskoy Arktiki «glazami» podzemnykh ldov* [Pleistocene - Holocene history of the development of the cryolithozone of the Russian Arctic "through the eyes" of ground ice]. Moscow – Izhevsk, Institute of Computer Research Publ., 2015. 344 p.
38. Shpolyanskaya N. A. [Controversial issues of the Quaternary history of the Russian Arctic in materials on the cryolithozone]. In: *Inzhenernaya geologiya* [Engineering Geology], 2022, vol. 17, no. 4, pp. 52–64. DOI: 10.25296/1993-5056-2022-17-4-52-64
39. Shpolyanskaya N. A., Osadchaya G. G., Dudnikov V. Yu. *Dinamika global'nogo izmeneniya klimata i evolyutsiya kriolitozony* [Dynamics of global climate change and evolution of the cryolithozone]. Moscow, Yurait Publ., 2021. 294 p.
40. Fedorov A. N. Permafrost Landscape Research in the Northeast of Eurasia. In: *Earth*, 2022, no. 3, pp. 460–478. DOI: 10.3390/earth3010028
41. Fedorov A. A route to understanding the variability in permafrost distribution under climate change. In: *Advances in Climate Change Research*, 2023, no. 14. DOI: 10.1016/j.accre.2023.03.007
42. Konstantinov P., Basharin N., Fedorov A., Iijima Y., Andreeva V., Semenov V., Vasiliev N. Impact of Climate Change on the Ground Thermal Regime in the Lower Lena Region, Arctic Central Siberia. In: *Land*, 2023, no. 12. DOI: 10.3390/land12010019
43. Schirrmeister L., Fedorov A. N., Froese D., Iwahana G., Huissteden van K., Veremeeva A. Yedomas Permafrost Landscapes as past Archives, Present and Future Change Areas. In: *Frontiers in Earth Science*, 2022, no. 10. DOI: 10.3389/feart.2022.929873
44. Shpolyanskaya N. A. *Development of the Russian Arctic permafrost zone in late Cenozoic. Reconstruction on the continent and the shelf based on the analysis of permafrost temperature and underground ice*. Riga, Latvia, LAP LAMBERT Academic Publishing, 2020. 125 p.

ИНФОРМАЦИЯ ОБ АВТОРАХ

Шполянская Нелла Александровна – доктор географических наук, заслуженный научный сотрудник Московского университета (МГУ имени М. В. Ломоносова), профессор кафедры химии, химической технологии, экологии и техносферной безопасности технологического факультета Ухтинского государственного технологического университета; e-mail: nellashpol@yandex.ru

Осадчая Галина Григорьевна – доктор географических наук, профессор кафедры химии, химической технологии, экологии и техносферной безопасности технологического факультета Ухтинского государственного технологического университета; e-mail: galgriosa@yandex.ru

Федоров Александр Николаевич – доктор географических наук, заместитель директора по научной работе Института мерзлотоведения им. П. И. Мельникова Сибирского отделения Российской академии наук;
e-mail: anfedorov@mpi.ysn.ru

INFORMATION ABOUT THE AUTHORS

Nella A. Shpolyanskaya – Dr. Sci. (Geography), Honored Researcher, Moscow University (Lomonosov Moscow State University), Prof., Department of Chemistry, Chemical Technology, Ecology and Technosphere Safety, Faculty of Technology, Ukhta State Technological University;
e-mail: nellashpol@yandex.ru

Galina G. Osadchaya – Dr. Sci. (Geography), Prof., Department of Chemistry, Chemical Technology, Ecology and Technosphere Safety, Faculty of Technology, Ukhta State Technological University;
e-mail: galgriosa@yandex.ru

Alexander N. Fedorov – Dr. Sci. (Geography), Deputy Director for Research, Melnikov Permafrost Institute of Russian Academy of Sciences (Siberian Branch);
e-mail: anfedorov@mpi.ysn.ru

ПРАВИЛЬНАЯ ССЫЛКА НА СТАТЬЮ

Шполянская Н. А., Осадчая Г. Г., Федоров А. Н. Ландшафты Северной Евразии с мерзлотным рельефом как отражение палеогеографии четвертичного периода и динамики глобального климата // Географическая среда и живые системы. 2024. № 4. С. 6–47.
DOI: 10.18384/2712-7621-2024-4-6-47

FOR CITATION

Shpolyanskaya N. A., Osadchaya G. G., Fedorov A. N. Landscape of Northern Eurasia with frost relief as a reflection of the quaternary period paleogeography and the global climate dynamics. In: *Geographical Environment and Living Systems*, 2024, no. 4, pp. 6–47.
DOI: 10.18384/2712-7621-2024-4-6-47