ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, 2026, том 57, № 3, с. 357—423

DOI 10.7868/S2949179726030010 Научное сообщение
УДК 551.4

ДРЕВНЕЛЕДНИКОВЫЕ ЛАНДШАФТЫ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ И СУБАРКТИКИ

© 2026 г. В. И. Астахов[1–3]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

[2]Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

[3]Институт географии РАН, Москва, Россия,

E-mail: val-asta@yandex.ru

Поступила в редакцию 12.09.2025
После доработки 26.05.2026
Принята к публикации 15.06.2026

Аннотация. Ледниковые эпохи плейстоцена существенно увеличили разнообразие ландшафтов на большей части Северной Евразии. Оно проявлено в повсеместной декорированности ледниковой скульптурой крупных форм рельефа – обширных равнин осадочных бассейнов и горных систем высотой до 3 км. Неизбежный отпечаток в северных ландшафтах оставила резкая континентальность климата, игравшая важнейшую роль в их четвертичных изменениях в северной Евразии. Она породила специфический сибирский тип материкового оледенения, в котором глетчерный лед обычно спаян со стабильной мерзлотой. Как результат в современных ландшафтах арктических районов наблюдаются многочисленные плейстоценовые реликты, включая мощные пласты глетчерного льда хорошей сохранности. В настоящем очерке рассматриваются главные природные черты севера России ледникового происхождения, как они понимаются в работах большинства отечественных и зарубежных исследователей. Кратко охарактеризовано влияние плейстоценового материкового оледенения на размещение основных запасов нефти и газа.

Ключевые слова: Русская Арктика; северная Сибирь; плейстоценовое оледенение; древняя мерзлота; континентальный климат

Конфликт интересов. Автор декларирует отсутствие явных и потенциальных конфликтов интересов, связанных с публикацией данной статьи.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность чл.-корр. РАН А. В. Панину за постоянную помощь и поддержку в публикации этого материала, начиная с замысла работы в 2022 г. и заканчивая процессом редакционной подготовки к печати.

Ссылка для цитирования: Астахов В. И. (2026) Древнеледниковые ландшафты Российской Арктики и Субарктики. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 57. № 3. С. 357–423.
https://doi.org/10.7868/S2949179726030010

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, 2026, том 57, № 3, с. 357—423

FORMERLY GLACIATED LANDSCAPES OF THE RUSSIAN ARCTIC AND SUBARCTIC

V. I. Astakhov[a-c]

[a] *St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg, Russia,*

[b] *Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia*

[c] *Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

E-mail: val-asta@yandex.ru

Received September 12, 2025
Revised May 26, 2026
Accepted June 15, 2026

Abstract. The Quaternary Ice Age produced a great variety of landscapes in northern Eurasia. Their diversity is expressed in various large elements of physiography – vast plains of sedimentary basins and mountain systems up to 3 km high – all embellished with glaciogenic features. The undelible imprint on northern landscapes was exerted by the outstanding continentality of climate which played a significant role in the Quaternary climate changes of northern Eurasia. It led to the specific Siberian type of inland glaciation in which glacier ice was often fused together with the old and stable permafrost. This resulted in many relict Pleistocene features of the present-day scenery, including thick slabs of fossil glacier ice well preserved in the arctic terrains. This essay deals with main landscape peculiarities of northern Russia originated during the Ice Age as understood by the majority of native and international investigators. A brief note on the influence of Pleistocene inland glaciation on the principal petroleum reserves is added.

Keywords: Russian Arctic; northern Siberia; Pleistocene glaciation; old permafrost; continental climate

Conflict of interests. The author declares that there are no obvious or potential conflicts of interest related to the publication of this article.

Acknowledgments. The author expresses his deep gratitude to Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences A. V. Panin for his constant assistance and support in publishing this material, from the initial idea in 2022 to the editorial preparation process.

For citation: Astakhov V. I. (2026) Formerly glaciated landscapes of the Russian Arctic and Subarctic. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 57. No. 3. P. 357–423. (in Russ.).
https://doi.org/10.7868/S2949179726030010

1. ВВЕДЕНИЕ

Ледниковые эпохи четвертичного периода кардинально преобразовали поверхность северной суши и островов Северного Ледовитого океана. Степень этого преобразования, активно дискутировавшаяся с 1930-х гг., привела к появлению взаимоисключающих концепций, основанных на разных истолкованиях способов накопления и возраста поверхностных отложений. Давние разногласия обусловлены слабой доступностью отдаленных территорий, редким населением и еще более редкими исследованиями. Главные вехи ледниковой истории Севера, впоследствии детализированные или оспоренные, первоначально были представлены в двух независимо созданных томах: по четвертичной истории всей Арктики (Сакс, 1953) и всей Европейской России (Яковлев, 1956). Большинство первых публикаций концентрировалось на стратиграфических вопросах за счет морфологических описаний. Геоморфологические описания ледниковой области севера Европейской России А. С. Лаврова и Л. М. Потапенко (2005) в основном базировались на интерпретации аэрофотоснимков 1950–1970-х гг. Ледниковая и перигляциальная морфология Сибири вкратце освещена в коллективной работе С. А. Архипова с соавторами (1976), а для Западно-Сибирской равнины отдельно описана в монографии А. А. Земцова (1976).

После этих обобщений многочисленные исследования в Русской Арктике внесли в общую картину много иногда противоречивых деталей. Главные закономерности пространственного размещения ледниковых образований первоначально детально регистрировались на стандартных картах четвертичных образований советской геологической службы, а затем в обобщенном виде выносились на обзорные карты (Краснов, 1971; Ганешин, 1976). Схематический отчет о ледниковой истории России (наряду с другими странами) недавно был дан в глобальном обозрении, востребованном Международным Союзом по изучению четвертичного периода (INQUA) и доступном в интернете в виде цифровых карт (Ehlers et al., 2011).

Настоящий очерк ограничивается главными формообразующими эффектами, вызванными климатическими изменениями ледникового времени. Их авторское понимание основано на опыте геологических исследований в Российских Арктике и Субарктике, начиная с 1960 г., когда автор был студентом университета 4 курса. Затем последовали многочисленные картировочные и исследовательские проекты в российских учреждениях и в сотрудничестве со скандинавскими учеными. Главные результаты многолетних работ по северному плейстоцену собраны в отдельном издании (Astakhov, 2020) и во многих профессиональных публикациях. Ниже автор останавливается на наиболее морфологически заметных чертах северных регионов, связанных с прогрессирующим похолоданием последнего миллиона лет.

Это скромное задание заметно осложняется давними противоречиями в популярных идеях происхождения главных морфологических закономерностей, тесно связанных с осадочной полимиктовой толщей поверхности мощностью до 400 м, которую автор настоящий статьи называет северным плейстоценом (Astakhov, 2020). Одна группа исследователей, в основном геологов, давно пыталась с переменным успехом применить классическую модель европейских ледниковий и межледниковий к этой четвертичной диамиктовой формации российских северных равнин. Другая школа подчеркивала особо важное влияние частых трансгрессий Северного Ледовитого океана, прерывавшихся менее значительными вторжениями ледников альпийского и норвежского типов с Урала и Средней Сибири. Таким образом, к российским северным равнинам была применена гипотеза т. н. гляцио-маринизма, происходящая из дрифтовых идей XIX столетия. Ее главной мотивировкой явился преимущественно мелкозернистый состав мощных глинистых диамиктов с редкими валунами и с разрозненными обломками морской фауны. Идеи гляцио-маринизма, переходящего в антигляциализм, были охотно восприняты мерзлотоведами, не имевшими седиментологической подготовки, и геологами, специалистами по дочетвертичным породам, в которых отсутствовали признаки ледникового переноса. Гибридные модели гляцио-морской седиментации оказались совершенно несостоятельными, когда было обнаружено слабое влияние горных ледниковых шапок на плейстоценовую толщу по сравнению с доминирующей ролью ледниковых щитов на арктическом шельфе (Astakhov, 2004, 2011, 2013; Svendsen et al., 2004).

Другой тип разногласий связан с возрастом последних ледниковых событий. Классическая схема, доминировавшая в отечественной литературе 1950–1960-х гг., признавала среднеплейстоценовый возраст максимального оледенения, достигавшего Центральной России в виде огромного ледникового покрова, синхронного с западно-европейским заале (табл. 1). Для питавшегося горными ледниками последнего ледникового покрова, едва пересекавшего Полярный круг, принималось ограниченное распространение. Это последнее оледенение Севера относилось к первой половине последнего климатического цикла (~55–10 тыс. л. н.), т. е. происходило гораздо раньше вислинского

Таблица 1. Приблизительная корреляция ледниковых событий северной Евразии
Table 1. Approximate correlation of glacial events of northern Eurasia

Изотопные стадии	Скандинавские оледенения	Карские ледниковые покровы				
	СЗ ЕВРОПА	ЕВРОПЕЙСКАЯ РОССИЯ		СИБИРЬ		
			Распространение ледников	Распространение ледников	Унифицированная (2000)	Современные представления
2	Weichsel 3	поздний валдай			сартанский	позднезырянский
3	Weichsel 2	*средний валдай*			*каргинский*	*среднезырянский*
4	Weichsel 1	ранний валдай			ермаковский	раннезырянский
5	Eem	*микулинский*			*казанцевский*	*каргинский*
6	Saale	московский			тазовский	тазовский
		горкинский			*ширтинский*	*казанцевский*
8		вологодский			самаровский	самаровский
11	Holstein	*лихвинский*			*тобольский*	*тобольский*
12	Elster	окский			шайтанский=	шайтанский=
14	Cromer	*мучкапский*				
15					лебедский	лебедский
16		донской				

Примечание. Наиболее употребительные названия криохронов привязаны по горизонтали к относительным размерам плейстоценовых ледников (черные треугольники). Курсивом выделены названия безледных интервалов, приблизительно соответствующих межледниковьям и интерстадиалам. Современные представления основаны на обширной статистике радиометрических дат, изложенной в работах (Астахов, Назаров, 2010; Астахов, Свенсен, 2011; Астахов, 2025; Mangerud et al., 1999; Forman et al., 2002; Svendsen et al., 2004; Astakhov, 2004, 2013, Astakhov, Semionova, 2021; Lenz et al., 2022; Nazarov et al.).

Note. Most common names of glacial events are attached horizontally to the relative extent of Pleistocene glaciers (black). Italicized are iceless intervals roughly equivalent to interglacials and interstadials. Modern correlation ideas are based on vast statistics of radiometric dates, described in (Mangerud et al., 1999; Forman et al. 2002; Svendsen et al., 2004; Astakhov, 2004, 2013, 2025; Astakhov, Nazarov, 2010; Astakhov, Svendsen, 2011; Astakhov, Semionova, 2021; Lenz et al., 2022; Nazarov et al., 2022).

(валдайского) оледенения Европы (25–18 тыс. л. н.) (Сакс, 1953; Яковлев, 1956; Карта..., 1971, 1976).

Наиболее употребительные названия криохронов привязаны по горизонтали к относительным размерам плейстоценовых ледников (черные треугольники в табл. 1). Курсивом выделены названия безледных интервалов, приблизительно соответствующих межледниковьям и интерстадиалам. Современные представления (в отличие от Унифицированной схемы ..., 2000) основаны на обширной статистике радиометрических дат, изложенной в работах (Астахов, Назаров, 2010; Астахов, Свенсен, 2011; Mangerud et al., 1999; Forman et al., 2002; Svendsen et al., 2004; Astakhov, 2004; 2013; Astakhov, Semionova, 2021; Lenz et al., 2022; Nazarov et al., 2022).

В 1970–1980-х гг. после победного шествия радиоуглеродного метода датирования северная палеогеография подверглась влиянию т. н. максималистской модели огромного ледника, который рисовался как сплошной ледяной покров, занимавший не только всю Арктику, но и примыкающие равнины, приблизительно, как среднеплейстоценовые покровы (Grosswald, 1980). Эта идея базировалась на: а) вере в безупречность радиоуглеродного метода, давшего серию очень молодых дат; б) свежем холмисто-озерном мезорельефе, якобы указывающем на очень молодой возраст прежнего оледенения. Максималистская модель, копирующая палеогеографию Северной Америки, была популярна на западе, но заметно меньше в России, особенно среди геологов-съемщиков, имевших дело с реальными разрезами четвертичных отложений. Положение многочисленных “древних” радиоуглеродных дат над верхней мореной Западной Сибири, особенно измеренных в мерзлых трупах мамонтов среди мелкозернистых поверхностных отложений, находилось в явном противоречии с молодым ледниковым надвигом с Карского шельфа, предложенным максималистской моделью (Astakhov, 1998).

Ситуация, отраженная в профессиональной литературе, улучшилась в последнюю четверть века благодаря российским и западным систематическим работам в рамках нескольких совместных проектов в Русской Арктике. Обширные

дистанционные геологические (с использованием космических съемок) и стратиграфические исследования, поддержанные массивным датированием изученных отложений современными методами, привели к твердому отказу от максималистской модели не только отечественными геологами, но и международной общественностью. Результатом явился частичный возврат к классической идее раннего ледникового надвига скромных размеров в последнем ледниковом цикле (Svendsen et al., 2004). Настоящий очерк в основном базируется на этих коллективных работах и других исследованиях последних трех десятилетий (Astakhov, 2011, 2013, 2020; Barr and Clark, 2012; Astakhov et al., 2016; Möller et al., 2015).

2. ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Географические особенности Северной Евразии, от которых зависит ледниковая деятельность, суть необходимые предпосылки для понимания российских древнеледниковых ландшафтов. Главная геоисторическая черта арктической России – ее открытость Ледовитому океану, обеспечивающая взаимодействие морского влияния с типично континентальным климатом прилегающей суши. Огромные низменности Европейской России восточнее 42° в.д. и в Западной Сибири, сбегающие к арктическим морям, служили главным стимулом для развития гипотез о решающей роли морских трансгрессий в четвертичной истории Русской Арктики. Морское влияние в наши дни больше чувствуется на европейской арктической суше с отметками 100–300 м, омываемой благоприятным для судоходства Баренцевым морем с притоком атлантической воды. Однако арктическая часть Западно-Сибирской низменности хотя и граничит с ледовитым Карским морем, из-за преобладающих отметок 50–100 м теоретически более подвержена морским вторжениям, чем СВ Европейской России.

В современной климатической обстановке океаническое влияние существенно ослаблено к востоку от Урала и о-вов Вайгач и Новой Земли из-за почти постоянного покрова морских льдов, снижающих летнее испарение. В плейстоцене при уровне моря на 100–130 м ниже современного и его сплошной ледовитости это влияние было близко к нулю. В настоящее время рост континентальности наиболее выражен в Средней и Восточной Сибири, где из-за более теплого лета граница леса оказывается на 700 км севернее, чем в Европейской Арктике с более мягкими зимами. Только вблизи тихоокеанского побережья линия леса вновь “опускается” к югу под влиянием морского климата с облачными и ветреными летними сезонами.

Следствием растущей к востоку континентальности является соответствующее утолщение слоя вечной мерзлоты. Многолетнемерзлые породы, круглый год сохраняющие отрицательную температуру и содержащие лед в различных формах, в отечественной географии часто рассматриваются как подземное оледенение. Пояс вечной мерзлоты предельно сужен на Кольском п-ове и не превышает на Русской равнине западнее 50° в.д. мощности в 50–100 м. Восточнее даже в Европейской России многолетнемерзлые породы приобретают характерную для Сибири толщину – 300–500 м (Геокриология..., 1988). В осадочных бассейнах Средней и Восточной Сибири их мощность возрастает до 700–800 м и до 1500 м на севере Средней Сибири (Геокриология..., 1989б).

Вечномерзлый слой монолитен в Средней и Восточной Сибири за исключением долин крупнейших рек и глубоких озер. В Западной Сибири он сплошной только в пределах Полярного круга, а южнее становится прерывистым и двуслойным, что связано с межледниковыми и послеледниковыми потеплениями. Морфологические эффекты вечной мерзлоты вполне очевидны в пределах современной Арктики. Они заметны во всех древнеледниковых районах в виде микро- и мезоформ рельефа, которые нередко смешиваются со следами поверхностного оледенения. Этот вопрос будет рассмотрен в финальной части очерка.

Отмеченная зональность огромного континентального массива Северной Евразии имеет решающее значение для идентификации и понимания следов плейстоценового оледенения. Современная биогеографическая зональность, зависящая в основном от суммы летних температур, мало помогает в этом отношении. Хотя размер ледниковых покровов в первую очередь зависит от влажности, современное распределение осадков не дает прямого указания на конфигурацию древних ледников. Годовая сумма осадков, зависящая от воздушных потоков, варьирует в пространстве и во времени, тогда как оледенение есть устойчивый феномен, усредняющий региональные условия за тысячелетия.

Для понимания распределения древних ледников в пространстве лучше подходит термический индекс современной континентальности, косвенно отражающий уровень атмосферных осадков. Простейшим индикатором служит J–J, т.е. абсолютная разница среднеянварской и среднеиюльской температур, зависящая от радиационного баланса. Как видно на рис. 1, индекс J–J – более устойчивая характеристика, приблизительно повторяющая распределение прежних ледниковых покровов. На карте видны два климатических экстремума Северной Евразии: гумидное атлантическое побережье

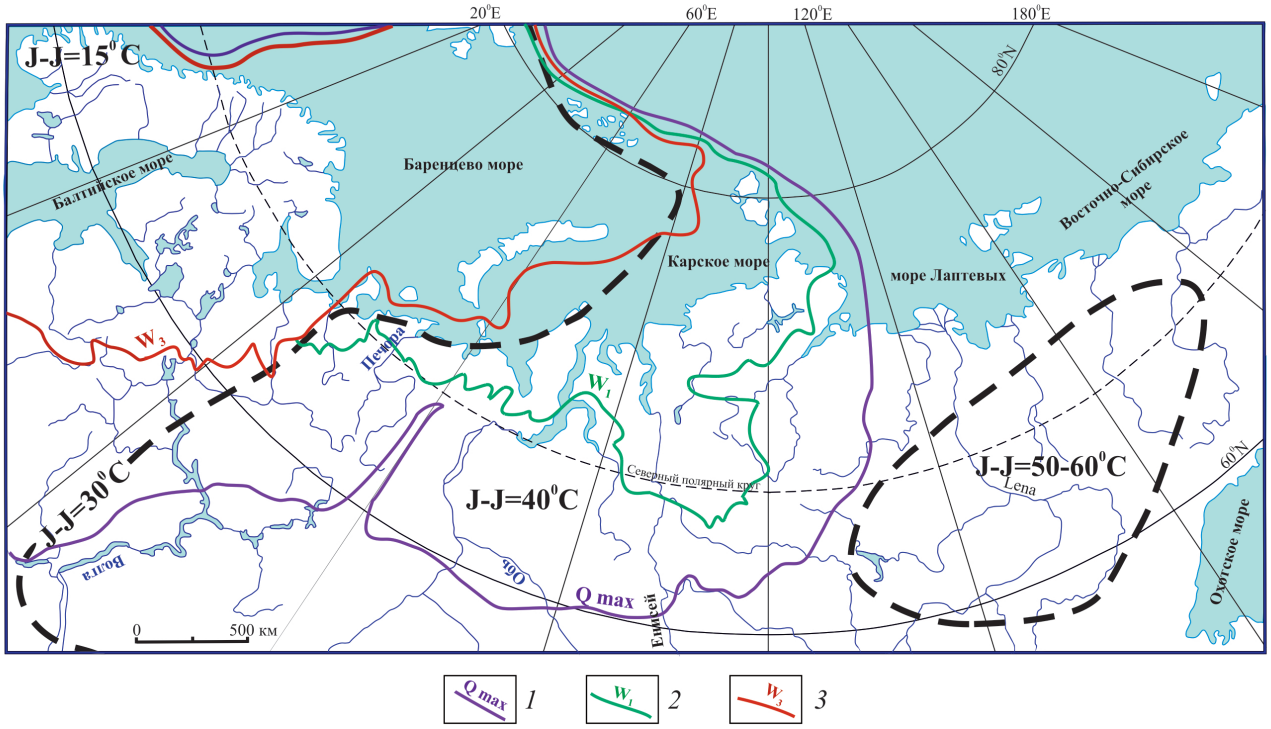


Рис. 1. Соотношение древних ледниковых покровов и современного индекса континентальности J–J (разница среднемесячных стоградусных температур июль–январь), по (Astakhov, 2008). *Границы континентальных ледников*: *1* – максимального, *2* – ранневислинского, *3* – поздневислинского.

Fig. 1. Spatial relations of former ice sheets and modern continentality index J–J (July–January temperature difference in degrees Centigrade), modified after (Astakhov, 2008). *The boundaries of continental glaciers*: *1* – maximum, *2* – Early Weichselian, *3* – Late Weichselian.

с J–J=15°C против исторически сверхконтинентального климата многолетнемерзлой Восточной Сибири вокруг Полюса холода с J–J=50–60°C.

Совпадение зоны отчетливого океанического влияния (J–J=15–30°C) с областью последнего Скандинавского ледникового покрова вряд ли случайно (Astakhov 2008). Более древние и крупные ледяные покровы располагались в промежуточной зоне относительно мягких сибирских климатов с J–J не более 40°C. Ледниковые покровы вообще неизвестны для восточносибирской суши, где сухой и очень континентальный климат (современный J–J=50–60°C) допускает только альпийский тип оледенения скромного размера в лучше всего обеспеченных влагой горных массивах.

Данный краткий климатический экскурс приведен для лучшего понимания картографической картины древнеледниковых земель (рис. 2). Нас здесь интересует в первую очередь область за Полярным кругом и территория, прилегающая с юга, где продукты последнего ледникового цикла доминируют в ландшафте. Начиная с наиболее выраженных ледниковых форм, сначала логично рассмотреть лучше всего изученную часть севера России – СВ Русской равнины, т.е. Печорскую низменность и прилегающие арктические и субарктические районы.

3. СЕВЕРО-ВОСТОК ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ

3.1. Общая ситуация

Из всех земель дальнего севера Европейский Северо-Восток расположен ближе всего к территориям урбанизированной России и, соответственно, более доступен исследователям, особенно после постройки во время Великой Отечественной Войны железной дороги из Москвы в горнодобывающий город Воркуту. Эта территория представляет собой волнистую аккумулятивную равнину на высотах 100–300 м поверх мезо-кайнозойских осадочных пород с выступами дислоцированного скального палеозоя. Выступы образованы кряжами Тимана и Пай-Хоя с абс. высотой до 300–400 м и Уральского хребта с высотой до 1400–1600 м. Урал продолжается в Ледовитый океан в виде о-вов Вайгач и Новой Земли высотой до 1000–1500 м с прерывистым чехлом четвертичных отложений.

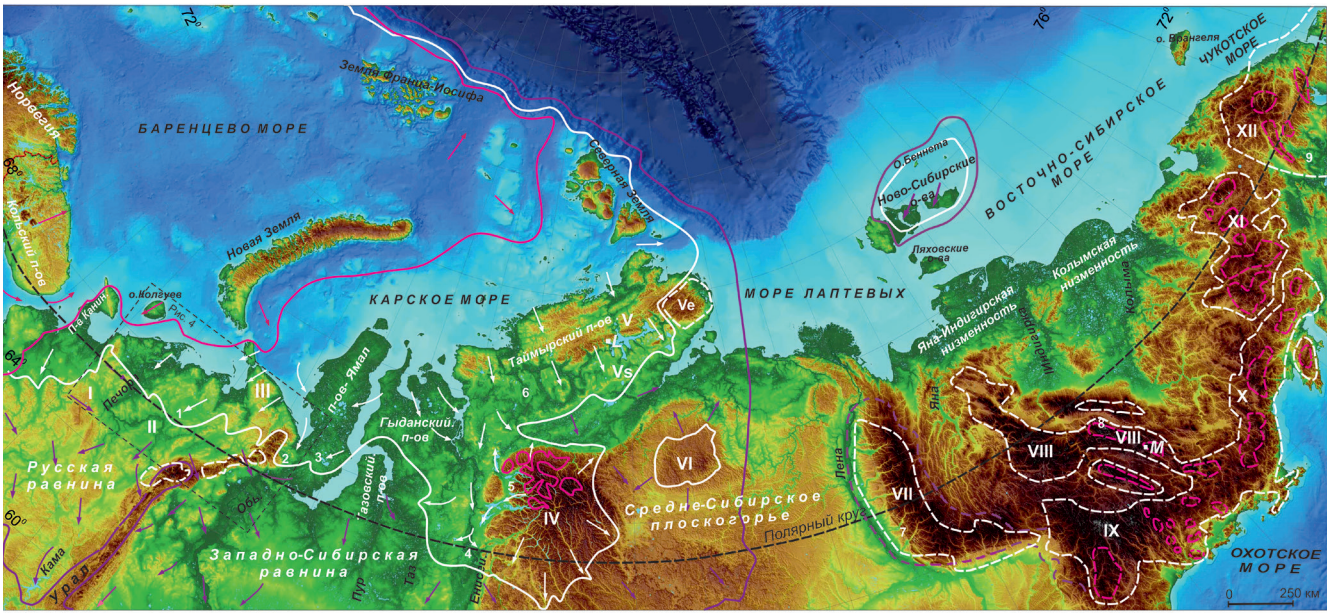


Рис. 2. Границы и линии растекания плейстоценовых ледников в Русской Арктике и Субарктике. Прямоугольник за тонкой прерывистой линией – карта на рис. 5. Границы оледенений показаны линиями, линии растекания льда стрелками: фиолетовая – среднеплейстоценовый максимум, белая – ранне- и средневислинская, пурпурная – поздневислинская; сплошные линии оконтуривают ледниковые покровы, прерывистые – площади горно-долинного оледенения. *Главные орографические единицы*: I – Тиманский кряж, II – Печорская низменность, III – Пай-Хой, IV – плато Путорана, V – горы Быранга, VI – Анабарское плато, VII – Верхоянский хр., VIII – хр. Черского, IX – хр. Сунтар-Хаята, X – Колымское нагорье, XI – Анадырское нагорье, XII – Чукотское нагорье. *Выдающиеся гляцигенные образования*: 1 – Лая-Адзьвинская морена, 2 – Сопкейские морены, 3 – Хандыхойские дислокации; *морены*: 4 – Енисейские, 5 – Норильские, 6 – Мокоритто, 7 – Верхоянские, 8 – Улахан-Чистай, 9 – Чукотские. *Датированные разрезы*: L – оз. Левинсон-Лессинга, M – оз. Малык, Ve и Vs см. раздел 5.4.

Fig. 2. Limits and flow patterns of Pleistocene glaciations in Arctic and Subarctic Russia. Rectangle of thin broken line is fig. 5. Ice limits shown by lines and ice flow by arrows: violet – Middle Pleistocene maximum, white – Early and Middle Weichselian, purple – Late Weichselian; solid lines delimit former ice sheets, broken lines – areas of alpine glaciation. *Main physiographic units*: I – Timan Ridge, II – Pechora Lowland, III – Pai-Hoi Ridge, IV – Putorana Plateau, V – Byrranga Mts., VI – Anabar Plateau, VII – Verkhoyansk Range, VIII – Chersky Range, IX – Suntar-Khayata Mts., X – Kolyma Highlands, XI – Anadyr Highlands, XII – Chukchi Highlands. *Most prominent glacigenic assemblages*: 1 – Laya-Adzva moraine, 2 – Sopkay moraines, 3 – Handy-Hoi disturbances, 4 – Yenissei, 5 – Norilsk, 6 – Mokoritto, 7 – Verkhoyansk, 8 – Ulakhan-Chistai and 9 – Chukchi moraines. *Dated sites*: L – Lake Levinson-Lessing, M – Lake Malyk, see Ve and Vs in section 5.4.

Северный о-в Новой Земли несет узкую ледниковую шапку длиной около 400 км.

Ледниковый век Урала описан автором в другой работе (Astakhov, 2024). В данном очерке рассмотрим только часть Русской равнины с толстым чехлом ледниковых отложений севернее 60° с. ш. и восточнее Белого моря. Большая часть региона покрыта густой елово-пихтовой тайгой с крупными полями сосновых боров на флювиальных и озерных низинах. Прерывистый пояс светлой северной тайги с преобладающими березняками расположен вдоль Полярного круга, перемежаясь с лесотундровыми редколесьями на прерывистой мерзлоте. Безлесная тундра окаймляет побережье Баренцева моря севернее 67° с. ш.

Ледниковый рельеф и связанные с ним отложения бассейнов р. Печоры и Баренцева моря начали изучать еще в 1930-х гг. (Яковлев, 1956). Эти исследования особенно усилились во время аэрогеологического картирования 1960–1970-х гг., когда появились большие объемы геоморфологической информации (Лавров, Потапенко, 2005). Одновременно буровые работы местных геологических экспедиций помогли лучшему пониманию структуры четвертичного покрова. Современное знание добыто, главным образом, совместным русско-норвежским проектом PECHORA (Palaeo Enivronment and Climate History of the Russian Arctic), который начался в 1993 г. (Astakhov, 2020).

Наиболее заметная черта печорских ледниковых ландшафтов – большая мощность рельефообразующих четвертичных толщ, состоящих из толстых пластов мелкозернистых диамиктонов и ленточных глин, разделенных более

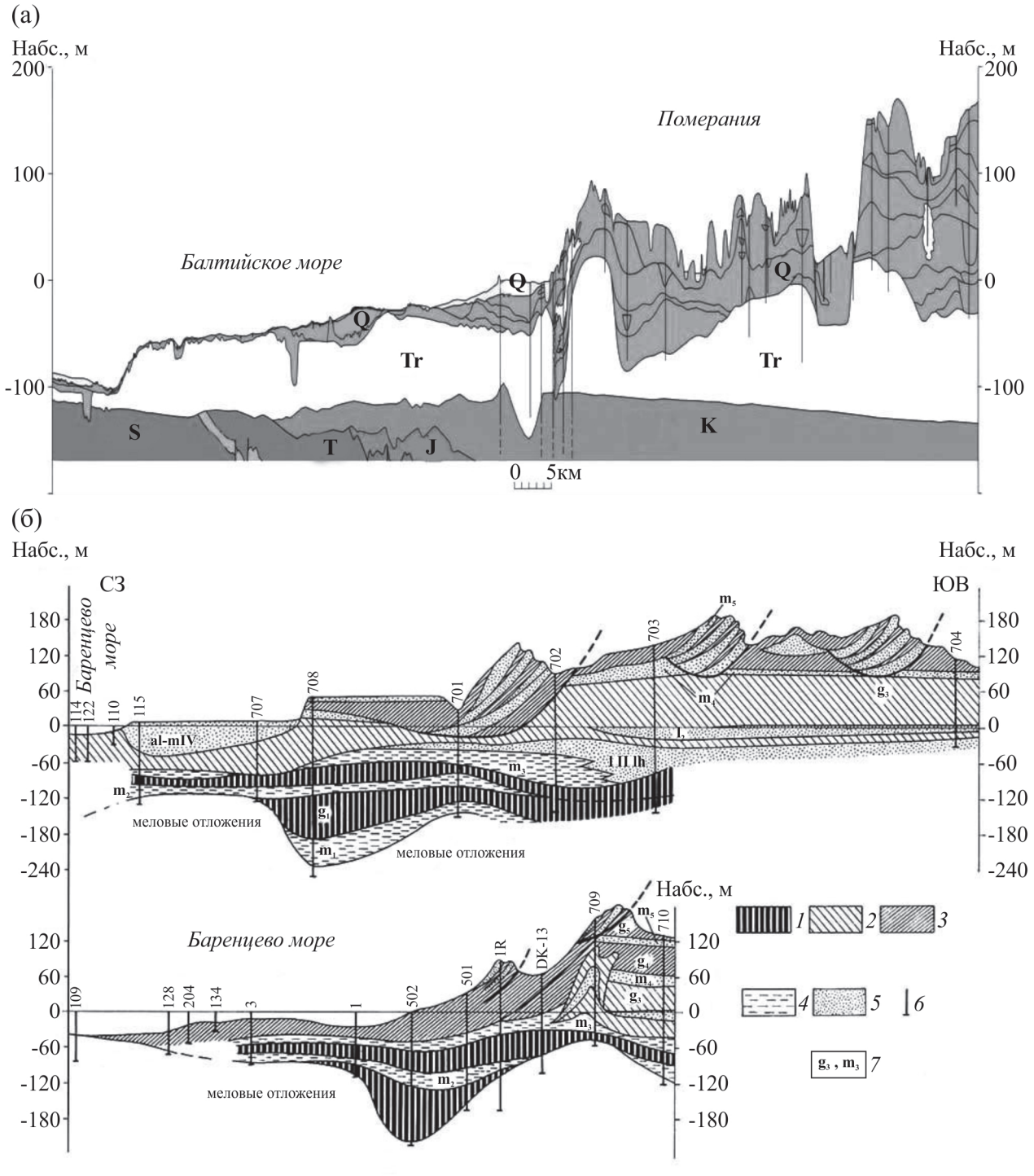


Рис. 3. Профили гляциотектонического скучивания четвертичных отложений – закономерное увеличение их массы от дна Балтийского (а) и Баренцева морей (б) к югу на возвышенную сушу. Данные геолого-разведочного бурения (а) Польского геологического института (Marks, 2009) и управления "Полярноуралгеология" (Лаврушин и др., 1989). *Моренные диамикты: 1* – нижнего, *2* – среднего, *3* – верхнего неоплейстоцена; *4* – глины и алевриты; *5* – пески; *6* – скважина; *7* – индексы моренных (g) и морских (m) толщ. Параллельные профили (б) по линиям a (верхний) и b (нижний) на рис. 5.

Fig. 3. Glaciotectonic accretion of Quaternary sediments growing volumetrically inland from the floors of Baltic (a) and Barents seas (б). Data by drilling projects (a) – Polish Geological Institute (Marks, 2009) and "Polarnouralgeologia" (Lavrushin et al., 1989). *Glacial diamicts of: 1* – Lower, *2* – Middle, *3* – Upper Neopleistocene; *4* – clay and silts; *5* – sands; *6* – borehole; *7* – indices of glacial (g) and marine (m). Parallel profiles (б) along lines a (top) and b (bottom) in fig. 5.

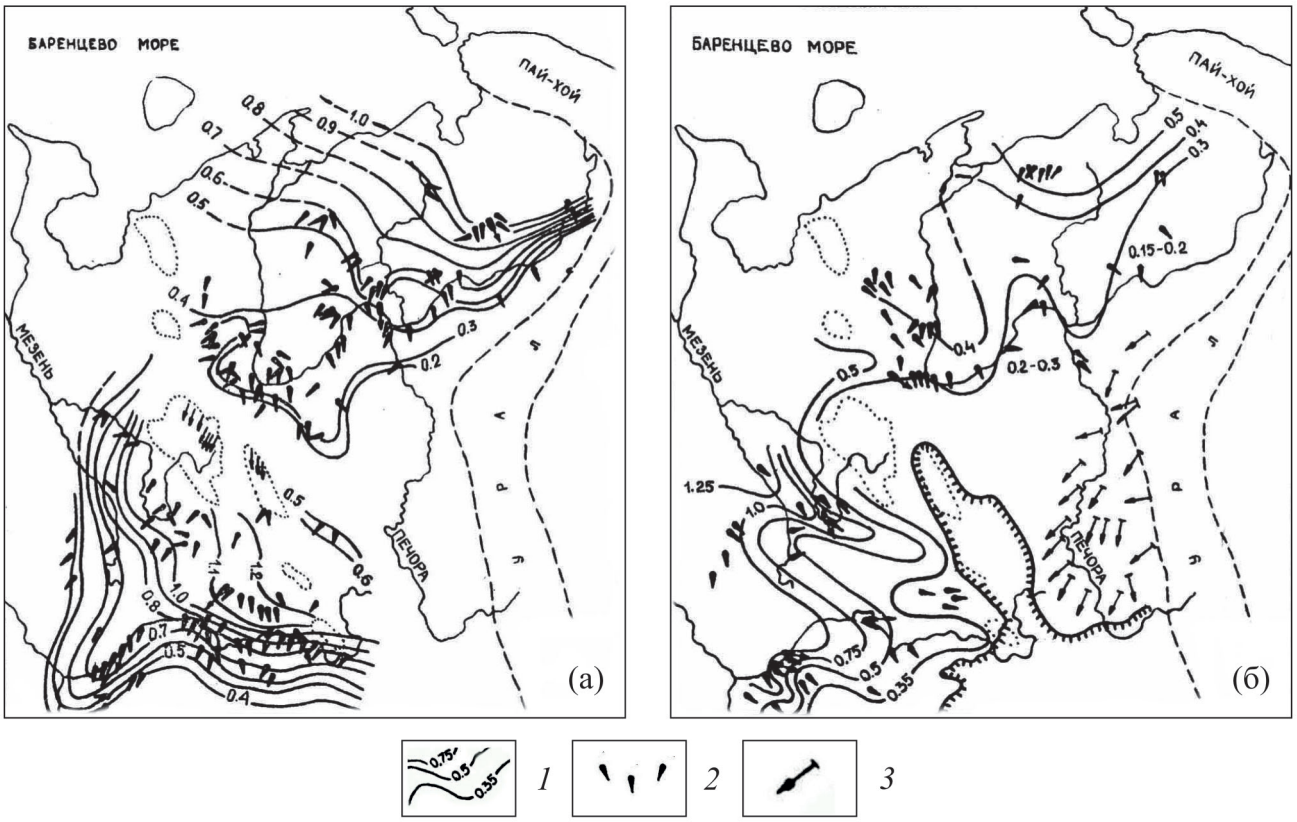


Рис. 4. Дирекционные структуры в среднеплейстоценовых основных моренах северо-востока Европейской России по (Лавров, Потапенко, 2005) в интерпретации (Astakhov, 2004): (а) – максимальное оледенение; (б) – постмаксимальное оледенение: *1* – объемное содержание галек 1–5 см в пробах диамиктона; *2* – массовая ориентировка осей галек; *3* – указатели течения льда (шрамы, булыжные мостовые, озы, направления переноса эрратических обломков). Содержание гальки уменьшается вниз по течению льда, в тени Тиманского кряжа в юго-западном углу рис. 4а – местами увеличивается.

Fig. 4. Ice flow proxies in Middle Pleistocene tills of northeastern European Russia mapped by (Lavrov, Potapenko, 2005) and modified by (Astakhov, 2004): (а) – maximum glaciation; (б) – penultimate glaciation: *1* – volumetric content of pebble fraction 1–5 cm in till samples; *2* – mass orientation of elongated pebbles; *3* – ice flow indicators (striae, boulder pavements, eskers, paths of erratic). The pebble content decreasing downglacier but locally increasing in the lee of the Timan Ridge at southwestern corner of fig. 4a.

тонкими слоями водноосадочных песков и алевритов. Седиментационная последовательность сильно деформирована, что хорошо заметно во многих природных обнажениях и в буровых профилях. Обнаруживается типично ледниковое происхождение равнинных аккумуляций благодаря простому факту характерного распределения мощности всей плейстоценовой полимиктовой толщи. Она минимальна на глубоко эродированном дне Баренцева моря и устойчиво возрастает к югу на суше до 300 м. Тенденция “бульдозерного” расчищения морского ложа и скучивания терригенного материала на суше вполне ясно говорит о смене ледниковой корразии на севере в области мощного льда тотальной аккрецией материала на юге по мере снижения давления льда. Ситуация полностью аналогична хорошо изученному четвертичному покрову северной Европы, который явно и устойчиво утолщается от дна Балтики к Померанской возвышенной суше на юге (рис. 3).

Пологие вытянутые возвышенности складчатого палеозоя Тимана и Пай-Хоя, слабо выделяющиеся среди аккумулятивных равнин 100–250 м над у. м., несут лишь тонкий покров гляцигенных осадков. Зато низкие скальные высоты изобилуют следами активного скольжения льда типа “шрамов” и рытвин. Они указывают на направление прежних ледяных потоков, подтвержденное характерными составом и ориентировкой перенесенных льдом галек (рис. 4). На карте на рис. 4а показаны дирекционные структуры максимального (печорского) оледенения среднего неоплейстоцена, на рис. 4б – предпоследнего (вычегодского) оледенения (Лавров, Потапенко, 2005).

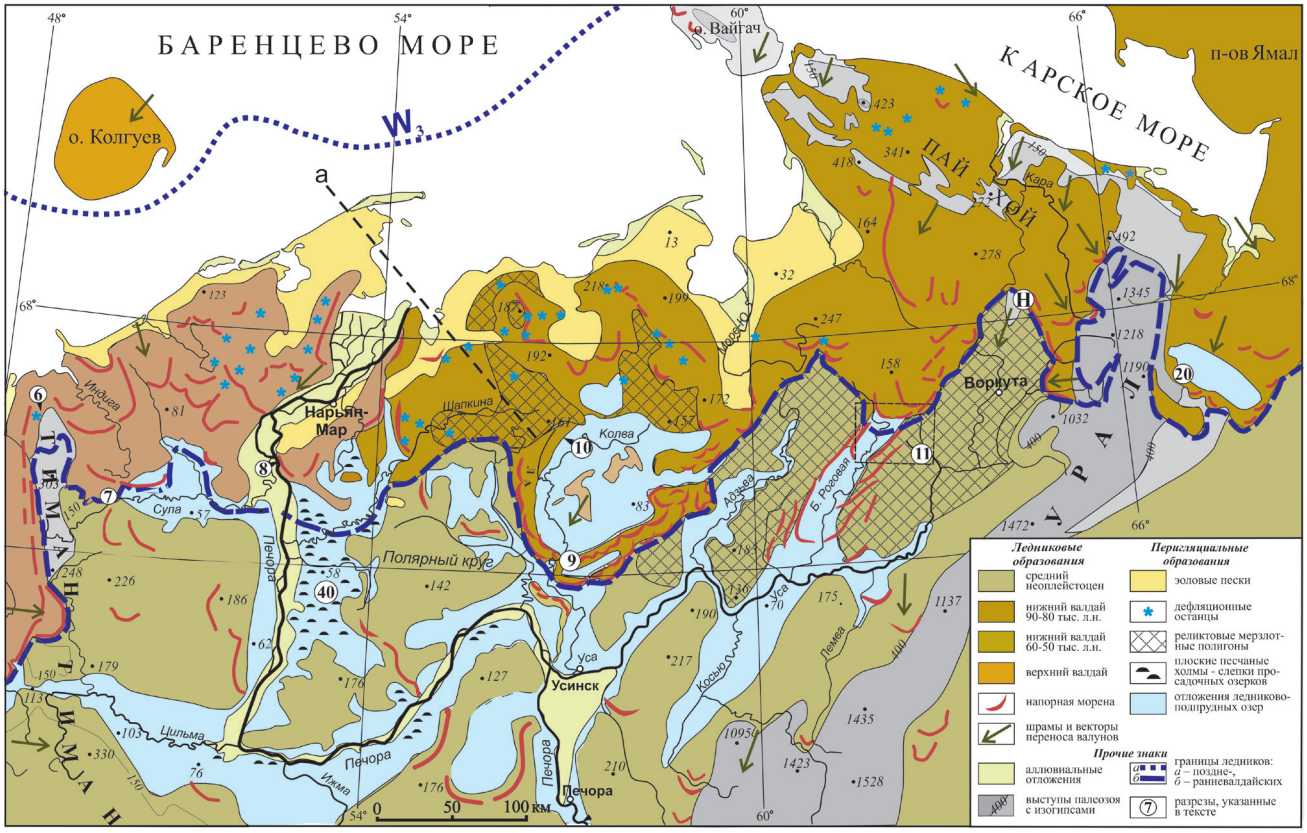


Рис. 5. Карта ледниковых и перигляциальных образований северо-востока Европейской России (модифицирована по Астахов, Свенсен, 2011); положение указано на рис. 2. Номера разрезов-рисунков упоминаются в тексте.

Fig. 5. Map of glacial and periglacial features of the northeastern European Russia (modified after Astakhov, Svendsen, 2011); see location in fig. 2. Circled are numbers of figures in the text.

Северо-Восток Европейской России отчетливо разделяется на две ландшафтные зоны: а) таежную Субарктику почти без озер, но с обширными болотами, толстыми солифлюкционными плащами и плотной речной сетью; б) многолетнемерзлую, усеянную озерами арктическую тундру, местами рассеченную ледниковыми долинами. Сильно эродированные субарктические ландшафты среднеплейстоценовых морен заметны лишь южнее линии Мархида (зеленоватое поле ниже синей прерывистой линии на рис. 5).

Потоки печорского ледника, обычно коррелируемого с морской изотопной стадией (далее – MIS) 8, очевидно наступали с СВ, с Карского моря через палеозойские гряды Пай-Хоя и Тимана. Вычегодский (московский) ледник, сопоставляемый с заале и MIS 6 (табл. 1), подвергался воздействию не только шельфовых, но и удаленных Скандинавских источников льда.

Позднеплейстоценовый лед, судя по рисунку напорных моренных гряд последнего оледенения (рис. 5), надвигался в Печорский бассейн с Новой Земли и шельфов Баренцева и Карского морей. Арктическое происхождение четвертичных ледниковых покровов СВ Европейской России поддерживается многими исследователями (Яковлев, 1956; Андреичева, 2002; Лавров, Потапенко, 2005; Astakhov et al., 1999; Astakhov, 2004; Svendsen et al., 2004).

Решающие признаки дальнего происхождения плейстоценовых ледниковых масс найдены на Северном Урале, где мощные глинистые диамикты с эрратическими валунами палеозойских и мезозойских пород с равнин и предгорий залегают на метаморфических породах Центрально-Уральской зоны на отметках 500–600 м. Южнее 64° с. ш. никаких форм, свидетельствующих о движении льда с Урала, в предгорьях и на равнинах не обнаружено (Astakhov, 2004).

Возраст среднего неоплейстоцена для субарктических морен установлен западнее Печоры на ее притоке Суле, 67° с. ш. (6 на рис. 5), где низина, сложенная морскими песками, вторгается в расчлененное речной эрозией моренное плато. Сульская морская свита содержит обильную морскую малакофауну, указывающую на соленые атлантические

воды теплее современного Баренцева моря. На основании серии из 16 последовательных оптико-люминесцентных (OSL) возрастов, среднее 112 тыс. лет, морская свита коррелируется с эемом (Murray et al., 2007), следовательно, подстилающая морена не может быть моложе среднего неоплейстоцена.

Имеется также множество радиоуглеродных и OSL дат до 40–50 тыс. лет из поверхностных палеолитических стоянок (Mangerud et al., 1999; Svendsen et al., 2004). В комбинации с 10 OSL датами ~ 174 тыс. лет и U/Th датами около 200 тыс. лет на р. Сейде под второй от поверхности мореной (11 на рис. 5), они надежно указывают на возраст финального среднего неоплейстоцена для эродированных ледниковых ландшафтов Печорского бассейна южнее Полярного круга (Astakhov, 2004, 2013).

Что касается возраста последнего оледенения, на заключения геологов 1960–1970-х гг. существенно повлияла их полная зависимость от традиционного радиоуглеродного анализа (Лавров, Потапенко, 2005). Беспорядочно собранные из разных разрезов единичные радиоуглеродные даты, полученные конвенциальным способом сжигания крупнообъемных проб, часто давали слишком молодой возраст, особенно вблизи естественного предела метода (Астахов и др., 2007). В результате аэрогеологи предложили чудовищного размера поздневалдайский ледниковый покров, якобы выдвигавшийся до 63–64° с. ш. (Лавров, Потапенко, 2005). Этот огромный и очень молодой ледник послужил главной опорой теоретической конструкции М. Г. Гросвальда (1980), скопированной с Лаврентийского ледника Северной Америки.

Новая эра изучения началась в 1993 г., когда стартовал русско-норвежский проект PECHORA, призванный решить старую загадку возраста и размера последнего ледникового покрова. Первой ступенью стала современная морфологическая интерпретация массы аэро- и космоснимков с поддержкой стратиграфическими работами на ключевых разрезах. Результат представлен на рис. 5, улучшенной версии оригинальной карты (Astakhov et al., 1999).

Вторую ступень составила систематическая программа взаимно поддерживающих OSL и радиоуглеродных дат на основе более надежной AMS (ускорительной масс-спектрометрии) методики плюс уран-ториевое датирование торфяников и космогенно-бериллиевое датирование валунов (Mangerud et al., 1999). От этой хронометрической программы требовалось достичь более надежной корреляции последнего оледенения Европейской Арктики России с лучше изученными ледниковыми событиями Западной Европы и ограничить южную границу последнего ледникового покрова. Нижеследующие описания основаны на этих исследованиях.

3.2. Молодые ледниковые ландшафты

Самые выразительные ледниковые ландшафты преобладают в тундрах за Полярным кругом. Коричневые отмечены как почти синхронной границей последнего ледникового покрова, наступавшего с севера на Печорскую низменность.

Холмистые ландшафты подразделены на три типа в соответствии со степенью послеледниковой модификации: Мархида, Харбей и Хальмер (Astakhov et al., 1999). Самый восточный хальмерский ландшафт на западном пьедмонте Урала представляет почти не затронутую эрозией ассоциацию холмиков и озерков (рис. 6б), в то время как мархидский (рис. 6а, 7а) и харбейский ландшафты уже заметно эродированы флювиальными процессами и деградацией мерзлоты. Это различие частично объясняется климатическим градиентом: скорость таяния мертвых льдов вероятно снижалась к востоку по мере возрастания мощности мерзлоты от 50–100 м западнее Печоры до 400–500 м к востоку от 57° с. ш. (Геокриология..., 1988). Еще один фактор молодого облика приуральского ландшафта связан с его устойчивостью к эрозии из-за высокой проницаемости моренных холмов, образованных гравелистым субстратом (Astakhov, 2018).

Основные элементы мархидского ландшафта представлены многочисленными аккумулятивными холмиками высотой 10–20 м из рыхлых диамиктов или слоистых песков, чередующихся с малыми, но глубокими озерками сложной конфигурации (Astakhov et al., 1999). Эти ассоциации интерпретированы как камовые плато, т. е. формы инверсии рельефа в процессе медленного таяния мертвых полей ледникового льда, именуемого ареальной дегляциацией (рис. 7а). Подобная дегляциация вполне обычна в северной России и Сибири, тогда как фронтальная дегляциация, т. е. последовательное отступание фронта льда более характерно для стран умеренного климата типа СЗ Европы или центральной России. Холмисто-озерный ландшафт недавней дезинтеграции льдов севернее р. Сулы контрастирует с гораздо более сглаженным флювиальным рельефом древнего ледника южнее этой реки (рис. 7б).

Наиболее заметные черты, полностью отличающие этот ландшафт от более древних земель флювиальной эрозии южнее Полярного круга, это многочисленные озера до 10 км в поперечнике и до 30 м глубиной. Междуречные плато часто испещрены прудами площадью 1–6 га каждый в количестве до 4 на каждый 1 км^2. Крупные и глубокие

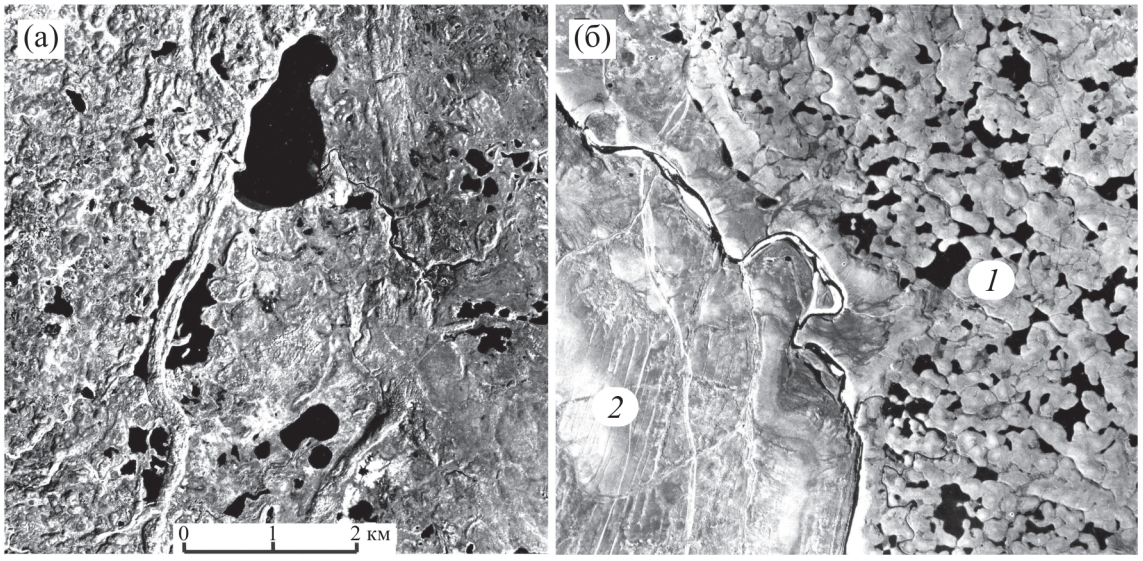


Рис. 6. Ландшафты ареальной дезинтеграции ранневислинского ледника на аэроснимках: (а) – камы и озы вокруг оз. Хариус на северной оконечности Тиманского кряжа (см. 6 на рис. 5 и Hh на рис. 15); (б) – озера и гравийные холмы (*1*) на р. Хальмер-Ю на границе со штрихованными пермскими конгломератами (*2*) (см. H на рис. 5).

Fig. 6. Landscapes of ice disintegration in air photographs: (а) – kames and eskers around Harius Lake on northern tip of Timan Ridge (6 in fig. 5 and Hh in fig. 15); (б) – lakes and gravel hummocks (*1*) on river Halmer-Yu bordering with striated Permian conglomerates (*2*) (H in fig. 5).

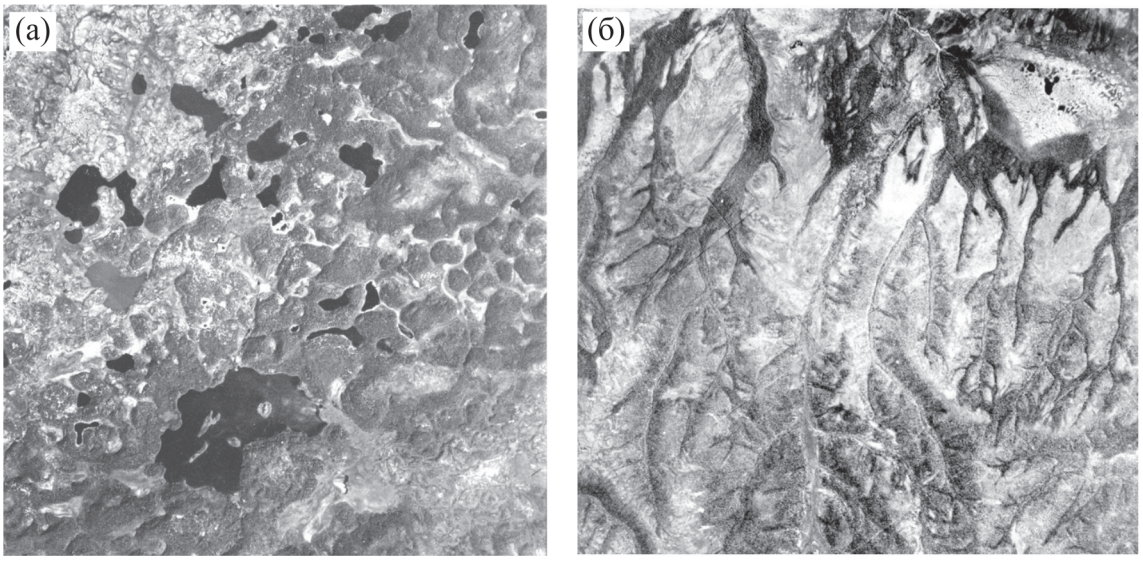


Рис. 7. Аэрофотоснимки таежного ледникового ландшафта к западу от Печоры (см. 7 на рис. 5): (а) – формы гляциокарстовой инверсии севернее р. Сулы, состоящие из многочисленных камов (серые оттенки на снимке), разделенные остаточными ледниковыми озерами сложной конфигурации (черные оттенки на снимке); (б) – расчлененное эрозией плато из мощных доэемских диамиктов южнее р. Сулы.

Fig. 7. Aerial photographs of forested glacial landscapes west of Pechora (7 in fig. 5): (а) – glaciokarst inversion features north of River Sula consisting of numerous kames (gray shades in the photo) divided by residual glacial lakes of intricate configuration (black shades in the photo); (б) – upland of thick Pre-Eemian diamicts dissected by fluvial erosion south of River Sula.

озера сложной конфигурации, скорее всего, наследуют гляциокарстовые озера. Тогда как многие мелкие (1–3 м глубиной) и округленные озерки являются продуктами термической эрозии современной мерзлоты. Пологие скаты плато озер лишены и покрыты деллевыми расчесами, которые образуют слабонаклонные солифлюкционные плащи вдоль подножий.

К востоку от Печоры на аэроснимках харбейского ландшафта видны изолированные овальные столовые возвышения высотой 30–40 м и площадью 30–35 км^2. Их поверхность плоская или слабо вогнутая, с центростремительной гидросетью. Склоны крутизной 10–20° образуют резкие перегибы в подошвах. Такие плато сложены тонкослоистыми алевритами и тонкими песками, а иногда и варвоподобными ритмитами приблизительно с 1000–2000 годичными лентами. Похожие, но менее крупные (3–5 км^2) столовые холмики попадаются и среди мархидских морен. Все такие формы идентифицированы как лимнокамы (или звонцы), т. е. инверсированные скопления озерных осадков, отложенных в озерах с ледяными стенками среди полей мертвого льда на поздней стадии ареальной дегляциации (Лавров, Потапенко, 2005). Такие же формы описаны в Северной Америке как ice-walled-lake plains, т. е. “озерные равнины с ледяными стенами” (Clayton et al., 2008).

Камовые плато и другие формы ареальной дегляциации особенно обильны на некрепких осадочных породах доледникового субстрата. Песчаные формы распада ледникового покрова обычно подстилаются мощными глинистыми диамиктами основной морены, часто содержащими в своем мелкозернистом матриксе гальки кристаллических пород, известняков и песчаников с ближайших палеозойских выступов Тимана, Пай-Хоя и Новой Земли (Яковлев, 1956; Андреичева, 2002). Иногда эти мелкозернистые диамиктоны содержат также катуны песка с сохранившейся слоистостью, указывающей на ледниковое выпахивание многолетнемерзлого субстрата (рис. 8).

Наиболее выразительные ледниковые формы представлены т. н. гляциотектоническими парами и композитными (сложно-построенными) грядами (Aber, Ber, 2007), образующими на междуречьях западнее долины Печоры широтную цепь 80–130 м абс. высоты (рис. 5). В плане каждая такая форма имеет дугообразные или серпообразные очертания и выглядит как подкова шириной 3–8 км и высотой 30–80 м. Ее вогнутый проксимальный склон, как правило, круче. Вершина отмечена узкими параллельными грядками высотой 1–10 м. Подобные осложняющие гряды длиной не более 0.2–0.5 км часто венчают гребни композитных гряд, подчеркивая их дугообразные очертания. В мелких грядках обычно выходят “головы” круто падающих тектонизированных песков; разделяющие их ложбины модифицированы солифлюкционными плащами по простиранию алевритовых и глинистых слоев. Отсюда серии параллельных грядок интерпретируются как результат селективной эрозии в мерзлотной обстановке, поскольку проницаемый песок более устойчив к солифлюкции.

Проксимальные склоны композитных гряд очерчены плоскими болотами или озерами, что типично для гляциотектонических пар (Aber and Ber, 2007). Их оси зачастую имеют преимущественную ориентацию статистически доминантных пиков на розах-диаграммах измерений массовой ориентировки галек в основной морене.

Плановая конфигурация ледниково-напорных гряд, ориентировка длинных осей валунов и других дирекционных элементов отражает преобладающее СВ–ЮЗ течение льда с Карского шельфа, особенно заметное поперек структур СЗ–ЮВ простирания на Пай-Хое и о-ве Вайгач. Следы движения ледников из центральной части Баренцева моря различимы только в бассейне Печоры западнее 50° в. д. На Полярном Урале подковообразные конечные морены с отметками от 300 до 560 м отражают движение льда вверх по речным долинам с шельфа (рис. 5), указывая на отсутствие синхронной ледниковой шапки в горах (Astakhov, 2024). На западе Печорского бассейна продвижение льдов валдайского максимума фиксируется мархидскими моренами, перекрывающими эемские межледниковые отложения.

Самые крупные гляциотектонические сооружения – Лая-Адзьвинская и Роговская гряды – расположены вблизи от прежнего ледникового края. Они продолжают линию Мархида к югу (рис. 5). Огромная двойная дуга ледниково-напорной Лая-Адзьвинской гряды длиной до 220 км состоит из серии мелких, слабо извилистых параллельных гряд, отчетливо видимых на космических снимках (рис. 9).

В нескольких местах встречены продольные гряды типа флютинга. ЮЗ–СВ отрезок Нижней Печоры следует по такой полосе линейного рельефа, созданного течением льда с СВ, что отмечено также ориентировкой галек и надвиговых плоскостей в моренных выходах вдоль реки (Mangerud et al., 1999). Здесь нормальная мощность основной морены поверх эемских (табл. 1) отложений всего 2–5 м, редко 10 м. Из-за гляциотектонического повторения разреза диамиктовый материал гораздо мощнее на местных удлиненных возвышенностях (рис. 3б).

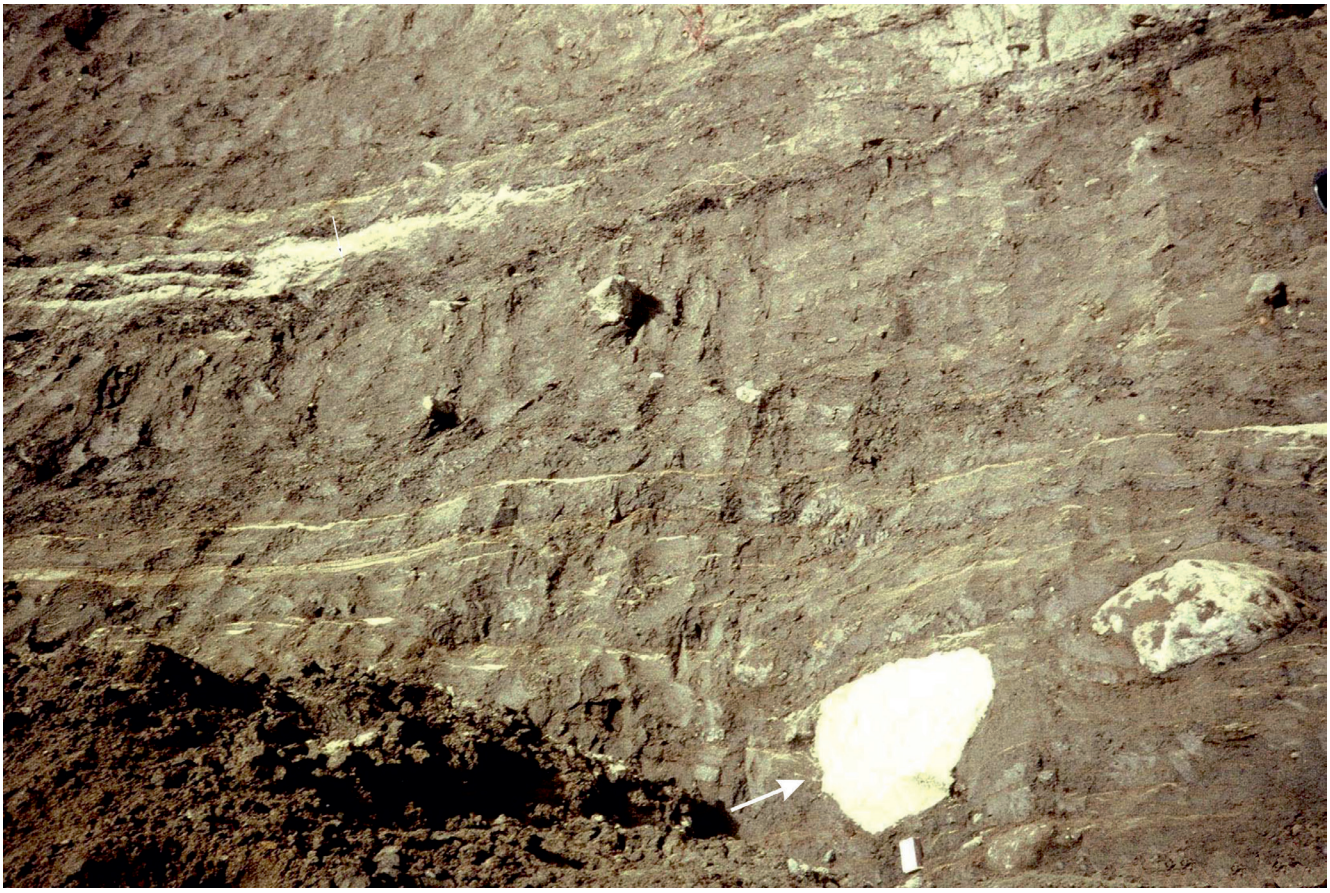


Рис. 8. Талый глинистый диамиктон верхней основной морены в обнажении Вастьянский Конь (см. 8 на рис. 5). Тонкие песчаные пропластки – бывшие режеляционные ленты в грязном льду; песчаный катун (указан стрелкой) контрастирует с соседним кристаллическим валуном, указывая на ассимиляцию ледником мерзлого песка.

Fig. 8. Thawed clayey diamicton of uppermost basal till at Vastianky Kon section (8 in fig. 5). Thin sandy streaks are former regelation bands in debris-laden ice; sand ball indicated by arrow contrasts with neighbouring crystalline erratics suggesting assimilation of frozen sand by former glacier; matchbox for scale.

3.3. Следы водно-ледникового стока

Флювиогляциальные формы заметны вдоль линии Мархида в случае ее трассирования выше уровня приледникового озера 100 м абс. высоты. Озы встречаются в основном на палеозойских породах Тимана и Пай-Хоя или на Уральском пьедмонте. Самый длинный (12 км) описан на Хариусовом озере (рис. 6а), где это плосковерхая гряда меридионального простирания высотой 10–15 м и шириной 100–150 м, сложенная косослоистым песком с гравием и обломками раковин. Редкий рой озов на рыхлых породах обнаружен у самого края бывшего ледника вдоль верховий р. Шапкиной (рис. 5). Часть из них располагается вдоль днищ сухих прямолинейных долин с бугристыми четкообразными тальвегами, характерными для тоннелей подледного стока. За пределом предполагаемого края ледника каналы стока и озы продолжаются в виде суходонных взбугренных долин со скошенными или срезанными склонами. Переход озов и подледных каналов в сухие приледниковые долины, не связанные с современным гидрологическим режимом, для междуречий является надежным морфологическим признаком последнего ледникового края (Astakhov et al., 1999).

За пределами последнего ледникового края дренажные формы встречаются редко, так как они во многих местах замещены плоской озерной равниной – прежним дном крупнейшего ледниково-подпрудного оз. Коми, которое занимало значительную часть современной республики Коми. Береговые линии приледникового водоема устойчиво прослеживаются вдоль изогипсы 100 м (рис. 10). Местами равнина глубоко вклинивается в арктический ледниковый ландшафт, но никогда не проходит сквозь него к берегу Баренцева моря (рис. 5). Такое положение предполагает происхождение этой плоской поверхности как дна приледникового озера, образованного ледниковой дамбой, блокировавшей

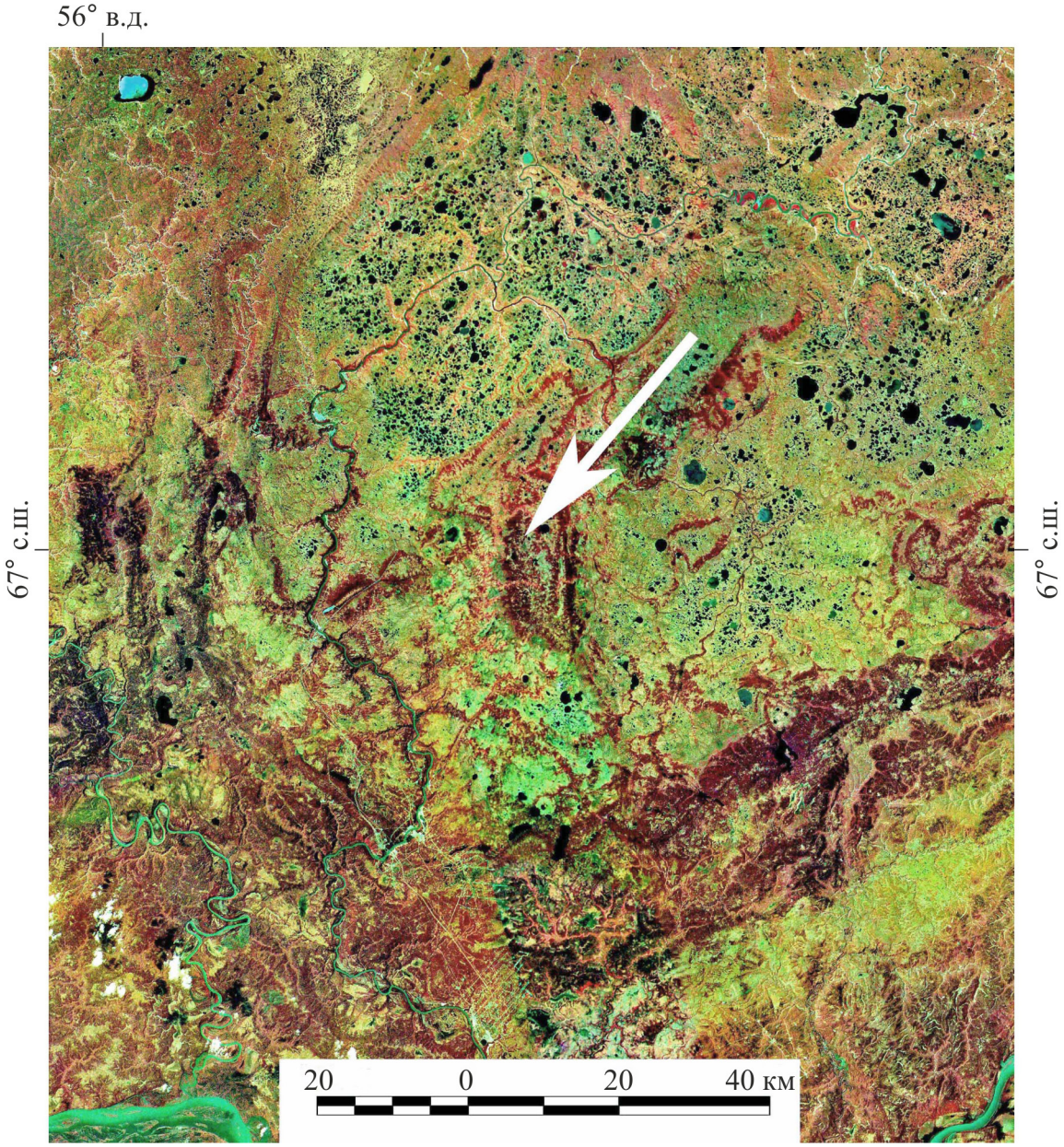


Рис. 9. Космический образ (в ложных цветах) двойной Лая-Адзьвинской моренной гряды, оконтурившей краевой язык последнего ледникового покрова в Печорском бассейне, 9 на рис. 2 (Astakhov, 2013).

Fig. 9. Satellite view of Laya-Adzva double morainic ridge delineating a marginal lobe of the last ice sheet in the Pechora Basin, 9 in fig. 5 (Astakhov, 2013).

сток Печоры на север. Его причудливая конфигурация вполне нормальна для контакта огромной водной массы с массой деградирующего льда и, значит, пригодна для определения возраста последнего отступания материкового ледника.

3.4. Возраст последнего оледенения

Этот вопрос десятилетиями вызывал горячие дискуссии, особенно после победного шествия радиоуглеродного метода (Кинд, 1974), перетасовавшего все карты традиционной геохронологии. Поздневалдайский возраст последнего ледника агрессивно пропагандировался на основании конечных радиоуглеродных дат, полученных из-под верхних диамиктовых слоев (Лавров, Потапенко, 2005; Grosswald, 1980).

Ситуация изменилась только в конце 1990-х гг. когда многие радиоуглеродные даты старше 30 тыс.

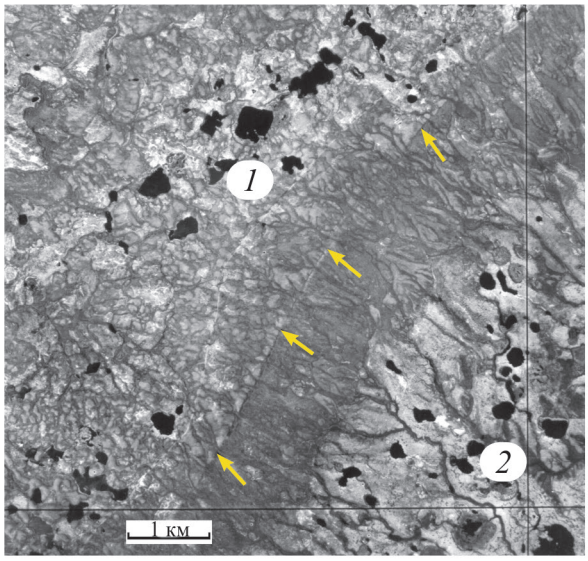


Рис. 10. Аэроснимок береговой линии оз. Коми 100 м абс. высоты (указана стрелками; см. 10 на рис. 5). Бывшее дно приледникового озера (*2*), врезанного в ледниковый ландшафт (*1*) (Astakhov et al., 1999).

Fig. 10. Air photo of Lake Komi shoreline 100 m a.s.l. (indicated by arrows; 10 in fig. 5). Former floor of proglacial lake (*2*) carved into glacial landscape (*1*) (Astakhov et al. 1999).

лет, полученные традиционным методом, в том числе из считавшихся особо надежными сибирских разрезов (Кинд, 1974), оказались запредельными. Кроме того, выяснилось неледниковое происхождение многих диамиктовых плащей. Эти выводы были поддержаны передатированием органических осадков с помощью новой AMS технологии – ускорительной масс-спектрометрии – и многочисленными люминесцентными определениями возраста песков (Астахов и др., 2007; Mangerud et al., 1999).

Для определения возраста последнего оледенения прямым датированием на Печоре в основном используются осадки приледникового оз. Коми ввиду их приблизительной синхронности с последними ледниковыми надвигами с севера. Перемытые пески с гравием береговых линий сменяются слоистыми и ленточными глинами вдоль рек Колва, Адзьва и Бол. Роговая или массивными глинами по рекам Сула и Уса. Радиоуглеродные анализы из этих отложений, как правило, дают запредельные значения, часто древнее 45 тыс. лет (Mangerud et al., 1999; Svendsen et al., 2004). Следовательно, люминесцентный анализ предпочтительнее, особенно в современной модификации оптической люминесценции (OSL). Надежность получаемых им результатов меньше зависит от вариаций физических условий, чем от количества анализированных проб, обеспечивающего статистически достоверную оценку возраста.

Таким образом, двадцать девять проб, отобранных из прибрежных песков в обнажениях и карьерах дали взвешенный средний возраст 82±1.3 тыс. лет (Mangerud et al., 2004). Это значение, поддержанное более молодыми OSL и ^{14}C датами из перекрывающих отложений, позволяет принять ранневислинский возраст (~80–90 тыс. лет) для максимального продвижения позднеплейстоценовых ледников на СВ Европейской России (Mangerud et al., 2004; Svendsen et al., 2004).

OSL серия на рр. Бол. Роговая и Сейда дала немного меньшие значения возраста харбейских морен по их взаимоотношениям с приледниковым озером, существовавшим с последнего межледниковья и дренированного во время финального таяния харбейского ледникового покрова. Долинные зандры, врезанные в краевые морены и перекрывающие озерную серию, дали восемь OSL возрастов со средним значением 75.2 тыс. лет (рис. 11).

Среднее значение OSL возраста в 87 тыс. лет по восьми пробам получено из зандрового галечного конуса, прислоненного к Лая-Адзьвинской конечной морене (9 на рис. 5). Это на 5 тыс. лет превышает 82-тысячелетний возраст приледникового оз. Коми, что объясняется возможным загрязнением зерен анализированного кварца более древними кристаллами, вымытыми из морены (Astakhov, Semionova, 2021). Вывод основан на более мощной статистике 29 озерных проб по сравнению с этими 8 зандровыми пробами и 8 зандровыми пробами на Роговой–Сейде. Близкие к максимуму значения OSL возраста в интервале от 72 до 93 лет получены и за Уралом из подпрудных отложений последнего приледникового озера на Оби (Астахов и др., 2007).

Дальнейшие попытки датирования дали и серию самых молодых OSL дат из-под мархидских морен на Нижней Печоре. Подморенные морские пески показали 15 дат со средним возрастом 62 тыс. лет в разрезе Мархида (к югу от 6 на рис. 5) и 7 дат со средним возрастом 72 тыс. лет на р. Куе восточнее Нарьян-Мара (Henriksen et al., 2008; Astakhov, 2013). Это заставляет думать, что, собственно, мархидский ландшафт образован во время второго ледникового надвига 50–60 тыс. л. н., т. е. позднее главного ледникового надвига ~80–90 тыс. л. н., оставившего харбейский и зауральские ландшафты (рис. 5).

Сложнее вопрос еще более молодого оледенения, современного последнему, т. е. поздневислинскому леднику Европы и MIS 2 океанической летописи. Отсутствие высоких голоценовых морских террас по всем берегам Русской Арктики к востоку

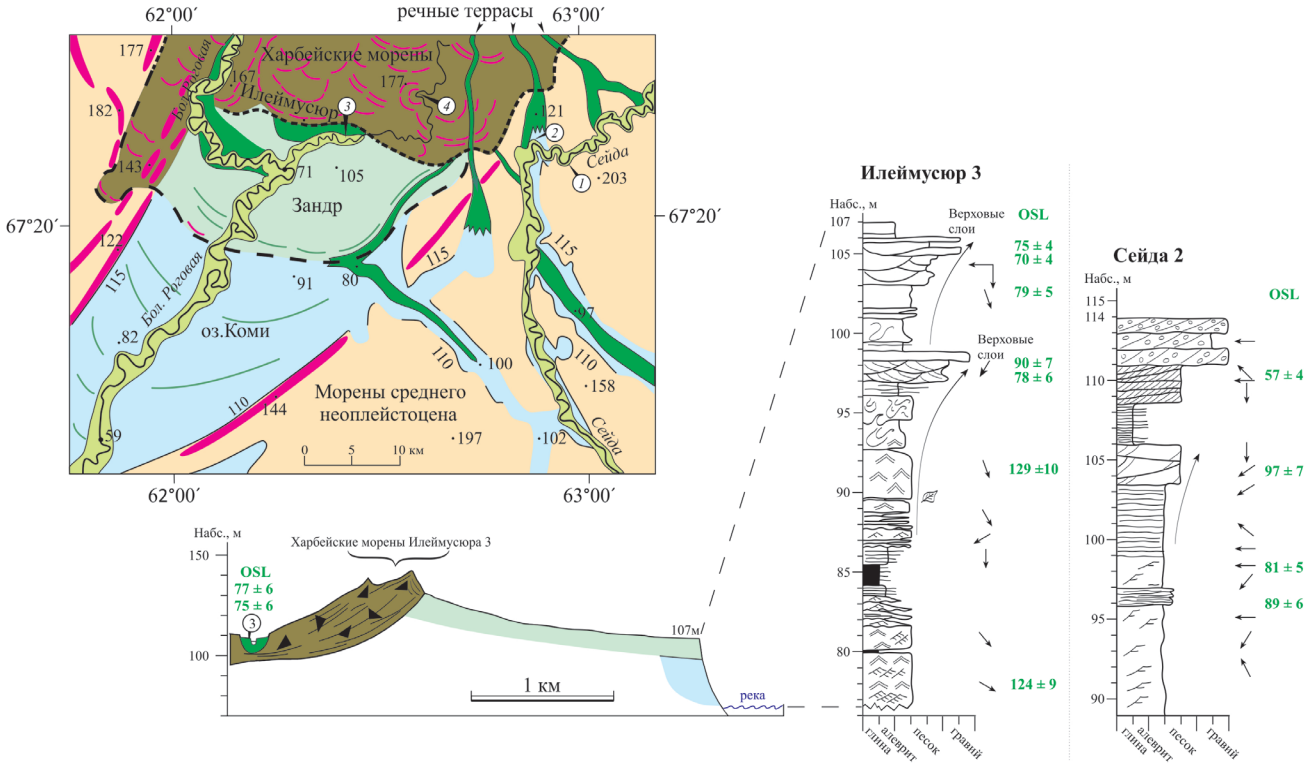


Рис. 11. Датированный OSL финал оз. Коми, образованного после последнего межледниковья и дренированного при таянии остатков харбейского ледникового покрова на рр. Бол. Роговая и Сейда; номера в кружках на картосхеме (см. 11 на рис. 5) указывают разрезы с датами: *1* – мощные среднеплейстоценовые морены на р. Сейде (Astakhov, 2004); *2* – Сейда 2, приледниковые озерные алевриты, перекрытые флювиогляциальным галечником; *3* – Илеймусюр, приледниковые озерные алевриты, перекрытые зандром; *4* – песок III надпойменной террасы на руч. Сяттейтывис (Mangerud et al., 2004).

Fig. 11. OSL-dated final Lake Komi after the last interglacial on Rivers Bolshaya Rogovaya and Seyda; encircled numbers in sketch map (11 in fig. 5) indicate dated sections: *1* – thick Middle Pleistocene glacial formations on River Seyda (Astakhov, 2004); *2* – Seyda 2, proglacial lacustrine silts overlain by deltaic gravels; *3* – Ileymusyur, proglacial lacustrine silts overlain by outwash; *4* – sand of fluvial terrace on Syatteityvis creek (Mangerud et al., 2004).

от Белого моря – один из сильных аргументов против поздневислинских ледников на российском материке (Троицкий, Кулаков, 1976). Самая восточная точка с OSL и ^{10}Be датированными отложениями описана на Канином Носу (Demidov et al., 2006). Эта граница поздневалдайского оледенения трассируется морской геологией по дну Баренцева моря и далее к востоку вокруг Новой Земли (Svendsen et al., 2004).

Северный о-в Новой Земли теперь скрыт ледяной шапкой до 450 м толщиной, к югу сменяющейся сетью долинных ледников. Но внеледниковые земли этого архипелага покрыты солифлюкционными плащами повышенной мощности и не демонстрируют выразительного ледникового рельефа помимо продольных форм ледниковой деятельности типа шрамов и редких озов. Острова были подо льдом большой мощности в среднем неоплейстоцене, что видно из эемской малакофауны, найденной на отметках до 400 м и подразумевающей глубокий гляциоизостатический прогиб (Сакс, 1953). Однако многочисленные ступени скульптурных террас до 100 м абс. высоты покрыты тонким чехлом гляцигенного материала и морских осадков с древними радиоуглеродными датами и, следовательно, формировались до поздневислинского времени. Измеренные голоценовые морские террасы высотой от 11 до 18 м, приписываемые послеледниковому поднятию, позволяют реконструировать поздневислинский (поздневалдайский) лед не толще 1500 м на Северном о-ве и гораздо тоньше на Южном о-ве (Forman et al., 1999).

3.5. Послеледниковые образования

Наличные послеледниковые формы подтверждают относительно древний возраст последнего надвига ледников с арктического шельфа. Это три верхние террасы, фрагментарно встречающиеся

выше современных пойм. Верхняя третья терраса, цокольная, встречающаяся южнее линии Мархида, несет гравийно-галечный, скорее всего флювиогляциальный чехол, датированный OSL от 70 до 90 тыс. л. н. (Svendsen et al., 2004). Вторая аккумулятивная терраса врезана в харбейские морены. Она сложена перигляциальным аллювием с остатками мегафауны, датированной радиоуглеродом около 25–35 тыс. л. н. Нормальный аллювий первой надпойменной террасы дает даты типа 11–12 тыс. лет (Mangerud et al., 1999).

Еще один признак относительно древнего возраста последнего оледенения – серия из четырех OSL дат от 26 до 21 тыс. лет из покровного песка на р. Нгута-Яхе (67°55' с. ш. 59°53′ в. д.) и две OLS даты ~46 тыс. лет из послеледникового озерного ритмита на р. Море-Ю (67°49′ с. ш. 60°01′ в. д.) (Астахов и др., 2007). Гидросеть относительно сгущена в мархидском и харбейском ландшафтах, но практически отсутствует в хальмерском ландшафте вдоль Полярного Урала. Выразительный гляциокарстовый рельеф хальмерских морен, почти без послеледниковых флювиальных форм, вероятно, связан с задержанным до голоцена таянием мертвого льда независимо от ранневислинского возраста главного ледникового надвига вдоль Полярного Урала (рис. 5).

Гораздо большее распространение вечной мерзлоты и эоловых форм в прошлом по сравнению с современностью отражает раннее господство перигляциальных условий на этой территории, начиная с позднего неоплейстоцена. Солифлюкционные плащи, песчаные холмики, инвертированных термокарстовых озерков, конические дефляционные останцы, песчаные дюны, покровные пески и полосы мерзлотно-полигонального микрорельефа легко картируются севернее линии Мархида. Южнее ее эти обычные и хорошо развитые формы часто скрыты под плотным пологом хвойной тайги.

В современных мерзлотных условиях только мелкие ледяные клинья растут на самом севере вдоль Баренцева побережья. Южнее Полярного круга в северной части старого моренного ландшафта (рис. 5) поверхностная мерзлота, как правило, деградировала во время голоценового климатического оптимума и вновь появилась 2–3 тыс. л. н. (Геокриология..., 1988). Однако реликтовый полигональный рельеф все еще заметен в этих субарктических краях. Отчетливые признаки прежней мощной и холодной мерзлоты видны на плоской низменности в районе Воркуты, покрытой плоскими буграми высотой 1–3 м, ограниченными прямоугольной сеткой канавок на месте прежних ледяных жил (см. рис. 3В в Astakhov, 2014). Современная мерзлота вдоль канавок залегает на глубине 5–10 м, т. е. уже не соприкасается со слоем сезонного промерзания. Эти полигоны в поперечнике от 10–15 до 300–400 м не могли образоваться на современной “теплой” мерзлоте и для своего развития нуждаются в гораздо более континентальном климате северо-сибирского типа (Попов, 1962).

Вблизи Урала отчетливая северная граница крупных реликтовых полигонов совпадает с линией Мархида. Но они отсутствуют на хальмерских моренах, которые, в то время, видимо, были еще под мертвым льдом. Однако западнее 59° в. д. широкие полосы реликтовых полигонов внедряются в харбейские морены с юга вдоль каналов стока талых вод (рис. 5). Анализ органического заполнения крупных псевдоморфоз по повторно-жильным льдам вдоль рек Шапкиной и Куи дал ^{14}C возрасты около 11.5 и 12.3 тыс. лет (Mangerud et al 1999), указывая на начало деградации монолитной мерзлоты с поверхности во время интерстадиалов финального плейстоцена. Старые полигональные сети мархидского и харбейского ландшафтов также показывают, что многие земли западнее 59° в. д. и севернее линии Мархида уже в поздневислинское время освободились от мертвого льда.

Однако некоторые мелкие холмы, образованные при деградации мерзлоты, могут быть легко спутаны со следами дезинтеграции ледникового покрова, что без необходимости осложняет дискуссию о размерах и возрасте последнего оледенения (Astakhov, 1998). Этот вопрос будет рассмотрен в конце этого очерка.

Помимо мерзлотных и флювиальных процессов, серьезным фактором моделировки послеледникового ландшафта были сильные ветры. Это видно по прерывистому чехлу верхнеплейстоценовых покровных нивейно-эоловых песков (Mangerud et al., 1999; Astakhov, 2014) и многочисленным дефляционным котловинам, вовсе лишенным растительности. Котловины выдувания должны были изобиловать в доголоценовых послеледниковых ландшафтах, судя по повсеместной встречаемости прерывистого эолового плаща на всех надпойменных элементах рельефа. Источниками эолового песка служили частью флювиогляциальные и озерно-ледниковые толщи, а частью гляциотектонически поднятые блоки межледниковых морских и речных песков.

Плащ лёссовидных алевритов мощностью до 3 м встречен в тех же предгорьях Урала, что и крупные псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам. Лёссовидные алевриты спорадически встречаются и в мархидском ландшафте, но не были отмечены на харбейских и хальмерских моренах. В отличие

от лёссовидных алевритов, эоловые пески широко распространены на изученной территории и обычно распознаются на аэроснимках в виде светлых пятнышек современных раздувов, лишенных тундровых почв. Песок встречается и в дюнной, и в покровной форме. Последний обычно представлен тонко-среднезернистыми разностями с ямчатой или лакированной поверхностью зерен кварца. Голоценовые дюны с длинной диагональной слоистостью обычно перекрывают или латерально замещают пласты более мелкого покровного плейстоценового песка с отчетливой волнистой и горизонтальной микрослоистостью. Покровный песок, обычно мощностью 1–6 м, встречен на многих террасах и склонах долин выше современной поймы.

Вдоль Баренцева побережья повсеместно развита слабо наклоненная к морю песчаная поверхность с котловинами выдувания на отметках от 10 до 40 м (желтое на рис. 5). Эта прибрежная низина раньше картировалась в качестве позднеплейстоценовых морских террас (Карта..., 1971; Лавров, Потапенко, 2005). Однако там не замечено ни береговых клифов, ни баров, ни других морфологических признаков прежнего высокого уровня моря, таких как неизбежные следы эрозии рыхлого берега морскими льдинами. Низина постепенно взбирается на сушу, вторгаясь длинными песчаными языками в моренный рельеф, местами поднимаясь до 60 м. В береговых обрывах видны только чистые палевые или буроватые пески без остатков морских организмов или глинистых прослоев, но с редкими тонкими линзами торфа и иногда мамонтовыми костями. Эти легко раздуваемые рыхлые пески с длинной наклонной слоистостью дюнного типа и без ряби волнения по тонкой слоистости вероятнее всего эоловые. В отдельных точках они подстилаются тонкослоистыми алевритами озерного облика с хвостами солифлюкционных диамиктов (Mangerud et al., 1999). Эта прибрежная низина, вероятно, изначально была системой эродированных ледником ложбин, модифицированных в финальном плейстоцене термокарстом и эоловой деятельностью в холодное и сухое время низкого стояния уровня океана. Современная береговая линия Баренцева моря в основном представлена мелкими эстуариями, оставленными фландрской трансгрессией голоцена (рис. 5), затопившей послеледниковый рельеф.

Изолированные конические или пирамидальные холмики высотой 10–30 м и от 30 до 150 м в поперечнике особенно многочисленны на западе Печорского Бассейна севернее 67.5° с. ш. Это свидетели особенно мощной дефляции в конце плейстоцена. Раньше эти формы истолковывались в качестве камов (Лавров, Потапенко, 2005), хотя они никак не связаны с гляциокарстовыми озерами. Их параболически вогнутые склоны, бронированные угловатыми валунами с расколотыми гальками, и иногда морскими раковинами на поверхности, а особенно заостренные вершины, выдают, что это продукты ветровой эрозии. Маленькие, 2–3 м высотой, конусовидные холмики, бронированные вентифактами, обычны на песчаных вершинных площадках гляциотектонических гряд (Astakhov et al., 1999).

Вышеописанный морфологический комплекс может служить примером ледниковых и перигляциальных ландшафтов Российской Арктики. Гляцигенная морфология Урала описана в другой моей работе “Urals: an Ice Age Story”. При обсуждении слабо изученных земель за Уралом можно воздержаться от повторения аналогичных описаний и сконцентрировать внимание на особенностях Сибири.

4. СЕВЕР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

4.1. Общая ситуация

Происхождение и история форм рельефа, созданных в ледниковое время в северной части Западно-Сибирской равнины (в пределах Полярного круга и немедленно южнее его) служили самым дискутируемым предметом в отечественной четвертичной геологии. Помимо редкой населенности изучению препятствовала малоблагоприятная окружающая среда. Здесь это плоская болотистая, морфологически однообразная, многолетнемерзлая низменность от 50 до 250 м абс. высоты, сложенная рыхлыми мезозойскими и палеогеновыми породами – глинами, песками, опоками, диатомитами. До половины равнины лежит ниже 100-метровой изогипсы. Мерзлота сплошная и монолитная только за Полярным кругом в области безлесной тундры. Строение таежной зоны островной мерзлоты к югу от Полярного круга зависит от свойств субстрата. Вдоль Урала и Енисея тайга состоит из ели и лиственницы, неравномерно распределенных по холмистым ледниковым плато. Тогда как центральная, раздутая ветрами, песчаная низина покрыта в основном светлыми сосняками, перемежающимися с огромными безлесными болотами.

Четвертичный покров мощностью до 300–400 м состоит большей частью из толстых пластов массивного глинистого диамиктона, прослоенного менее мощными и менее выдержанными по простиранию толщами слоистых песков и глин. Поверхностные слои – в основном, пески, замещающиеся диамиктами со скальными обломками вдоль границ Урала и Средней Сибири, западнее Оби и по правобережью Енисея. Эти возвышенные окраины легко распознаются на снимках по полосам холмисто-озерных ландшафтов. Они

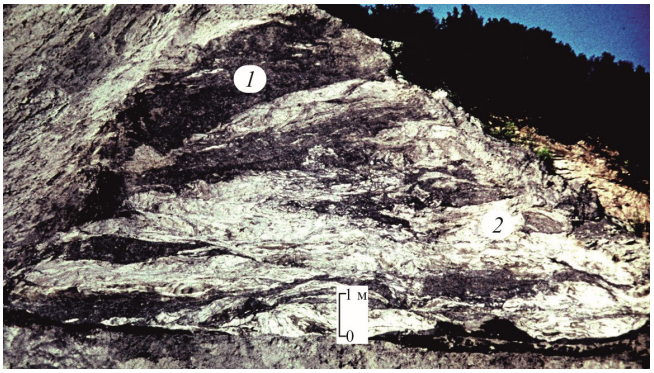


Рис. 12. Опорный разрез санчуговской свиты в Никитинском Яру, правый берег Енисея, 69°45′ с. ш. 84°40′ в. д. (см. Sn на рис. 15). Морская толща по (Сакс, 1953), но чешуйчатая основная морена по (Каплянская, Тарноградский, 1975). Вздернутые блоки палевого песка (*2*) в темном диамиктоне (*1*) (гляциотектонический меланж) содержат рассеянные раковины меловых и четвертичных моллюсков.

Fig. 12. Key section of Sanchugovka Formation in Nikitinsky Yar, north bank of Yenissei, 69°45′ N, 84°40′ E (Sn in fig. 15), 1 m stick for scale. Marine formation by (Sachs, 1953) but sheared basal till (glaciotectonic mélange) by (Kaplyanskaya, Tarnogradsky, 1975). Upthrusted pale sand blocks (*2*) within dark diamicton (*1*) contain dispersed Cretaceous and Quaternary shells.

традиционно приписывались ограниченному влиянию горных центров аккумуляции льда в течение последнего ледникового цикла (Сакс, 1953; Яковлев, 1956; Краснов, 1971). Остальная часть севера равнины представлена плоскими болотистыми или песчаными низинами проблематичного происхождения, местами отмеченными низкими холмиками или песчаными дюнами.

Морфологические особенности севера Западной Сибири давали многим исследователям основание верить в решающую роль обширных трансгрессий Ледовитого океана. Океан должен был в плейстоцене вторгаться на равнину, оставляя мощные осадочные формации с плоской кровлей, слегка видоизмененной криогенными процессами. Эта вера поддерживалась составом арктических диамиктонов, часто маловалунных, но местами содержащих редкие раковины моллюсков и фораминифер. Ледниковая аккумуляция традиционно приписывалась только пограничным землям вдоль Урала и Енисея одновременно со сбросом основной массы терригенного материала в холодное море центральной низменности. В результате мощные диамиктовые слои центральной низменности со спорадическими гальками и раковинами в течение десятилетий интерпретировались как ледниково-морские отложения среднего плейстоцена, обозначавшиеся в местных схемах как санчуговская и салехардская свиты (Сакс, 1953; Зубаков, 1972; Архипов и др., 1976).

Схема, доминировавшая в сибирской литературе, в ее крайней форме привела к т. н. “маринизму”, полностью отбросившему любые ледниковые процессы на Западно-Сибирской равнине. Антигляциализм, особенно популярный среди мерзлотоведов и геологов-дочетвертичников, после обстоятельной критики был отвергнут исследователями-четвертичниками (Каплянская, Тарноградский, 1975; Архипов и др., 1976; Astakhov, 2020). Однако карты поверхностных отложений без следов ледниковых процессов иногда появляются и в наши дни, представляя собой просто раскрашенные топографические ступени.

Современная парадигма в изучении древнеледниковой Западной Сибири возникла в 1970–1980-х гг., когда ледниковая природа мощных глинистых диамиктов была надежно установлена седиментологическими исследованиями в специально расчищенных обнажениях. Такие разрезы ранее рассматривались как типичные ледниково-морские толщи, характерные для Западной Сибири (рис. 12, 13). Эти и многие другие разрезы при надлежащей расчистке обнаруживали принципиально гляциотектоническое происхождение многочисленных блоков тонкослоистых песков и глин с морской фауной, отторгнутых от рыхлого вечномерзлого субстрата водно-осадочного происхождения и включенных в темный глинистый диамиктон основной морены (Каплянская, Тарноградский, 1975; Астахов, 1981). Подобные блоки служат естественным источником различной органики (четвертичной, палеогеновой мезозойской), местами обогащающей сильно деформированный субгляциальный диамиктон.

Дивергентное направление движения ледников подчеркнуто транспортировкой обломков западно-сибирских пород и минералов на Урал и Среднесибирское плоскогорье, обнаруженной геологическими съемками. Ток льда из Западно-Сибирского осадочного бассейна вверх по склону на Среднесибирское плоскогорье доказан профилем скважин через долину Енисея на отметках 100–200 м и на трапповой столовой горе высотой ~600 м (рис. 14). Скважины на г. Бол. Тундровой (BT на рис. 15) прошли два моренных пласта с западно-сибирской кварц-эпидотовой минералогической ассоциацией, кардинально отличающейся от пироксен-полевошпатовой ассоциации местных трапповых пород – долеритов и базальтов. Данные поддержаны многочисленными бокситовыми гальками и отторгнутыми блоками боксита и меловых каолиновых песков, найденными на западном скате Среднесибирского плоскогорья гораздо восточнее



Рис. 13. Подледниковые отложения Западной Сибири с отторгнутыми блоками слоистого водно-осадочного песка: (а) – карская морена на западном Ямале (*1* – глинистый диамиктон, *2* – отторженец тонкослоистого водно-осадочного песка, *3* – лед; см. Ma на рис. 15) (Forman et al., 2002); (б) – самаровская морена (*4*) с блоками палеогенового песка (*5*), разрабатываемого в строительных целях на Аганской гряде (см. Ag на рис. 15).

Fig. 13. West Siberian subglacial deposits with detached blocks of waterlain stratified sands: (a) – Kara till of western Yamal (*1* – argillaceous diamicton, *2* – raft of thinly bedded water-laid sand, *3* – ice; Ma in fig. 15) (Forman et al., 2002); (б) – Samarovo Till (*4*) with blocks of Palaeogene sand (*5*) developed for construction materials in Agan ridge (Ag in fig. 15).

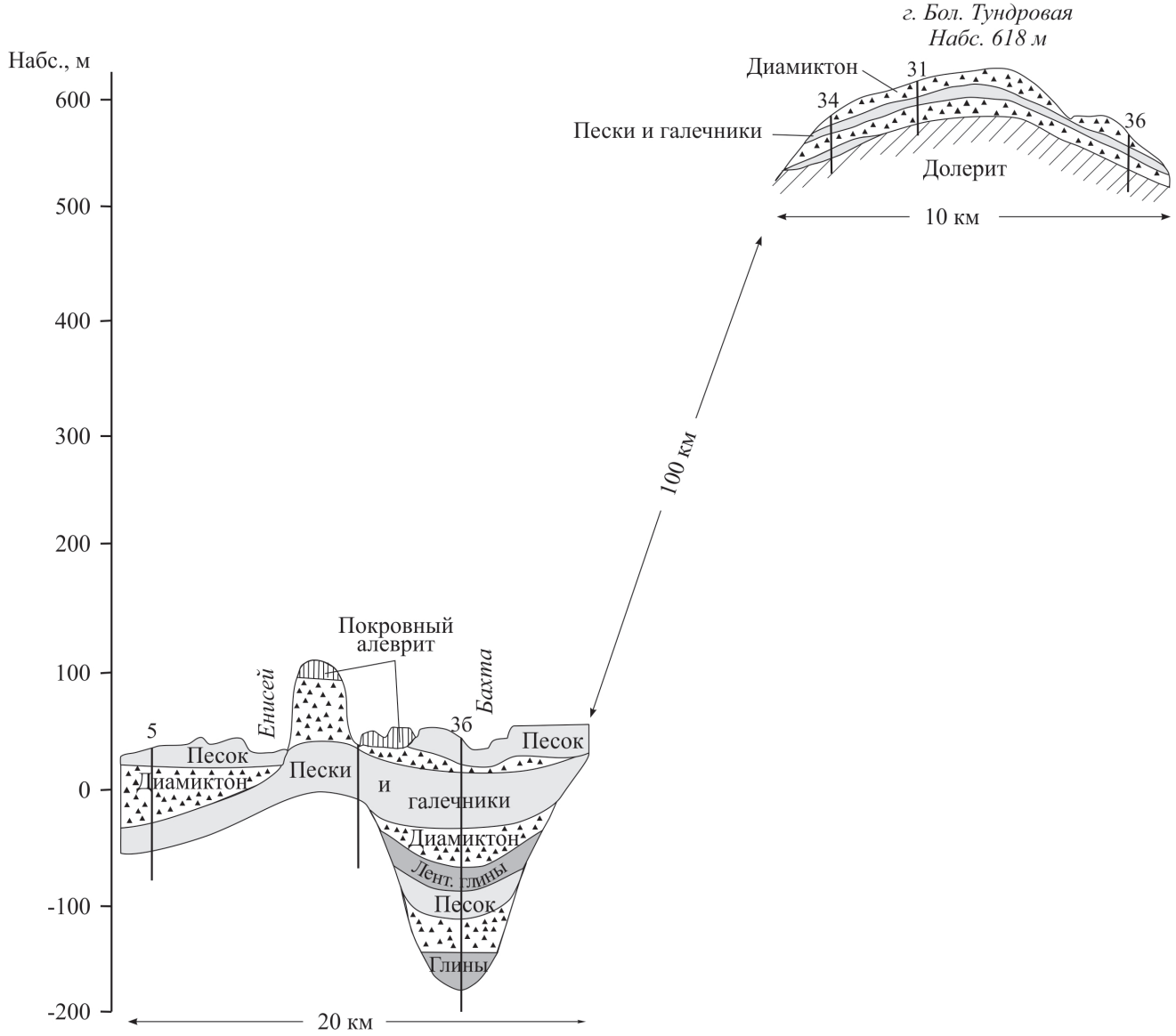


Рис. 14. Положение среднеплейстоценовых морен с обломками пород равнины в Приенисейской Сибири по Ю. Б. Файнеру в (Архипов и др., 1976). Существенна разность высот диамиктонов с дальнеприносными западно-сибирскими обломками, вскрытых скважинами в долине Енисея (63° с. ш.) и на долеритовой островной горе (см. ВТ на рис. 15).

Fig. 14. Position of Middle Pleistocene tills with lowland erratics in Yenissei Siberia according to Yu. B. Fainer in (Arkhipov et al., 1976). Note elevation difference between long-traveled diamictons penetrated by boreholes in Yenissei valley (63° N) and on dolerite inselberg (BT in fig. 15).

их западносибирского источника. Надвигание льда из Западной Сибири на ЮВ вверх по склону полностью согласуется и с ориентировкой напорных моренных гряд в трапповой восточнее Енисея, но западнее 92° в. д. (Астахов, Файнер, 1975).

Указанные результаты и привели к смене парадигмы в понимании ледниковой истории и ее геоморфологическим следствиям в Западной Сибири. В самом общем виде эта смена иллюстрируется принципиальной схемой на рис. 16.

Аналогичная ситуация давно известна на восточном Урале, где три диамиктовые толщи с эратическим материалом из рыхлых мезо-кайнозойских пород Западной Сибири, обнаружены на горных склонах на высотных отметках 400–500 м (Рыжов, 1974; Astakhov, 2004).

4.2. Следы древних ледников

Мощные диамиктовые толщи, закартированные геологическими съемками в центральной части равнины вплоть до границы максимального

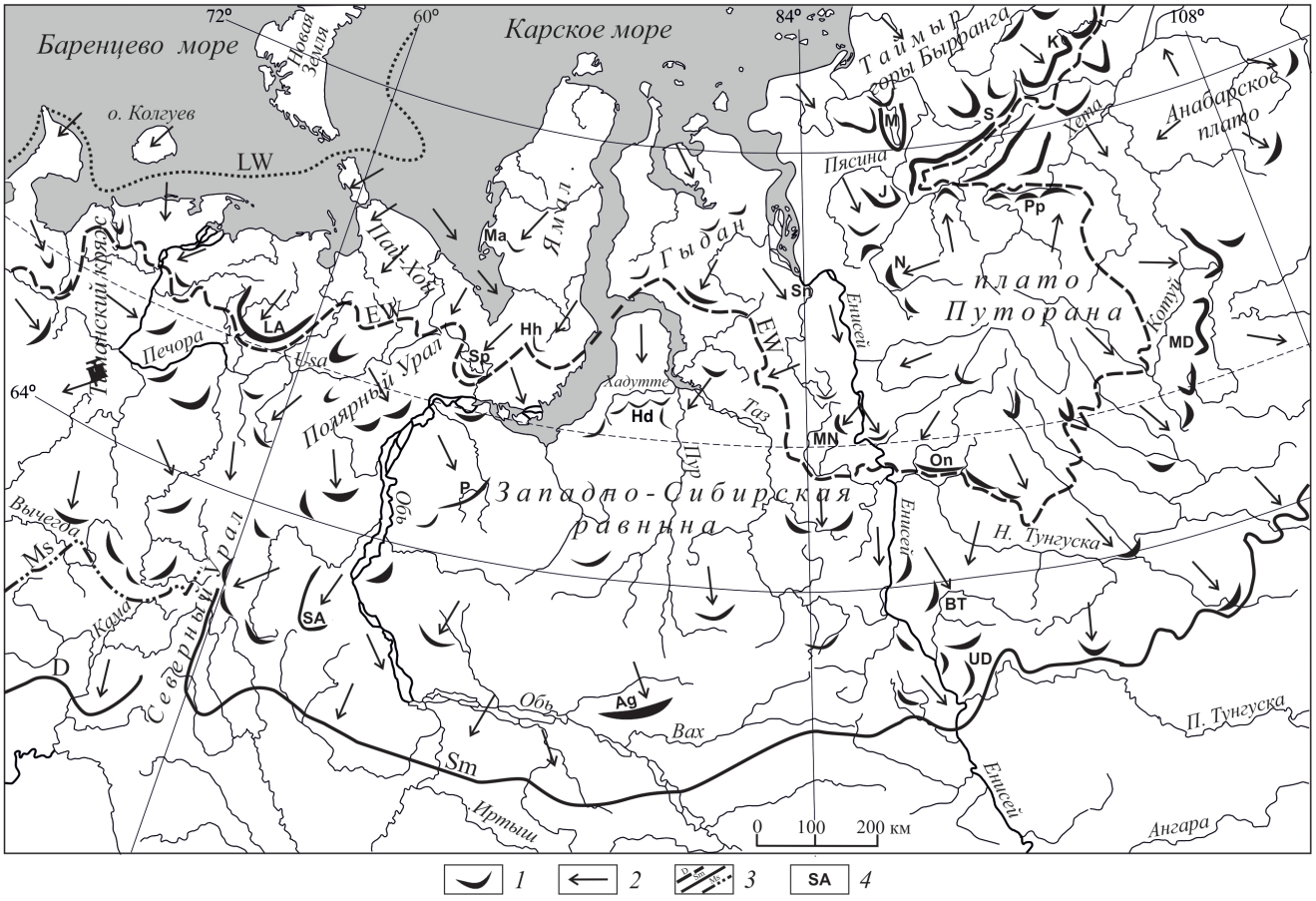


Рис. 15. Главные формы плейстоценового покровного оледенения Русской Арктики и Субарктики по (Astakhov, 2020): *1* – напорные морены и гляциотектонические скучивания; *2* – направления ледниковых потоков, установленные по ориентировке форм рельефа и валунов; *3* – южные границы среднеплейстоценовых ледниковых покровов (D – донского, Sm – самаровского, Ms – московского; см. табл. 1); *4* – границы позднеплейстоценовых ледников (EW – ранневислинского, LW – поздневислинского). *Формы ледниковой динамики*: SA – Сосьвинский амфитеатр, P – Полойские дислокации, Ag – Аганская гряда, Hd – Хадуттэйские дислокации, BT – морены г. Бол. Тундровой, UD –Уса-Дулькуминские морены, MD – Муруктинские морены, LA – Лая-Адзьвинская гряда, Sp – Сопкейские морены, Ma – льдистый диамиктон в Марресале, Hh – гряда Ханды-Хой, Sn – санчуговская морена, MN – Маковские гляциотектонопары; *высокие моренные гряды*: N – норильские, On – онекские, M – Мокоритто, J – Янгода, S – Сынтабул, K – Северо-Кокорская, Pp – Путоранские конечные морены.

Fig. 15. Major features of Pleistocene inland glaciation in Russian Arctic and Subarctic by data presented in (Astakhov, 2020): *1* – ice-pushed ridges and glaciotectonic imbrications; *2* – ice flow directions inferred from orientation of landforms and erratics; *3* – southern limits of Middle Pleistocene ice sheets (D – Don, Sm – Samarovo, Ms – Moscow; see tabl. 1); *4* – Late Pleistocene ice limits (EW – Early Weichselian, LW – Late Weichselian). *Ice motion features*: SA – Sosva Amphitheatre, P – Poloi disturbances, Ag – Agan Ridge, Hd – Hadutte disturbances, BT – Bol. Tundrovaya tills, UD –Usa-Dulkuma tills, MD – Murukta tills, LA – Laya-Adzva Ridge, Sp – Sopkay moraines, Ma – icy diamicton at Marresale, Hh – Handy-Hoi Ridge, Sn – Sanchugovka till, MN –Makovskoye hill-hole pairs; *high morainic ridges*: N – Norilsk, On – Onyoka, M – Mokoritto, J – Jangoda, S – Syntabul, K – North Kokora, Pp – Putorana marginal moraines.

оледенения на 59–60° с. ш., традиционно относились к среднему неоплейстоцену, так как они прикрыты лёссовидными алевритами с линзами межледникового торфа. Максимальное оледенение, именуемое здесь самаровским (граница Sm на рис. 15), коррелируется с MIS 8, тогда как последующее, несколько меньшее, тазовское оледенение, сопоставляется с классическим заале Германии и московским оледенением Центральной России (MIS 6) (Astakhov, 2004) (табл. 1). Самаровское оледенение оставило мало морфологически заметных следов. Его морены в основном слагают плоские равнины, покрытые флювиогляциальными песками, ленточными глинами и лёссовидными плащами. С поверхности они часто заняты огромными торфяными болотами голоцена.

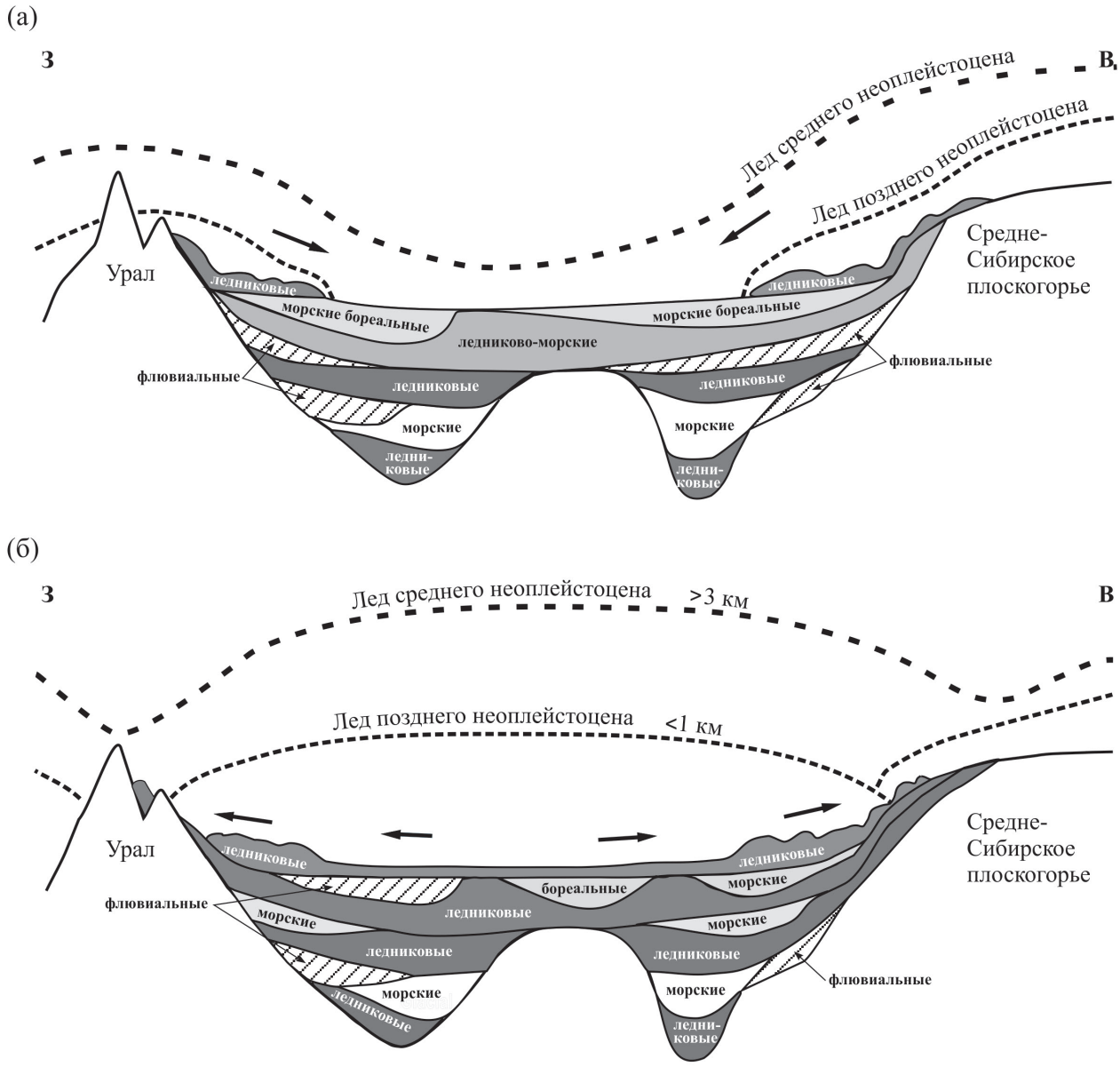


Рис. 16. Модели плейстоценовой седиментации в Западной Сибири в виде идеализированных поперечных разрезов осадочных тел разного генезиса: (а) – традиционные представления (Сакс, 1953; Яковлев, 1956; Зубаков, 1972; Архипов и др., 1976); (б) – современные представления (Каплянская, Тарноградский, 1975; Астахов, 1977; Astakhov, 2004;). Существенны противоположные направления ледниковых потоков (указаны стрелками), выводимые из принципиально различных генетических интерпретаций мощных диамиктовых пластов.

Fig. 16. Models of Pleistocene sedimentation in West Siberia as idealized cross-sections of sedimentary formations of different origin: (a) – conventional (Sachs, 1953; Yakovlev, 1956; Zubakov, 1972; Arkhipov et al., 1976); (б) – modern (Kaplyanskaya, Tarnogradsky, 1975; Astakhov, 1977, 2004). Note the opposite ice flow directions (indicated by arrows) and different ice thicknesses inferred from different genetic interpretation of thick diamicton formations.

Редкие моренные гряды центра Западной Сибири сильно сглажены, хотя сложены мощными темно-серыми диамиктами с крупными блоками мезозойских и палеогеновых песков и глин, перенесенными за сотни километров. Характерные мегаблоки описаны у Самарова (61° с. ш. 69° в. д.) и на р. Юган (60°43′ с. ш. 73°50′ в. д.) (Шацкий, 1965). Источником являются юрские отложения, *in situ* известные только в ~600 км севернее (Архипов и др., 1976). Скопление крупных отторженцев палеогенового песка с мелким гравием в строительных целях разрабатывается в карьерах на Аганской гряде (Ag на рис. 15) в самом сердце равнины (рис. 13в). Гальки, кристаллические валуны,

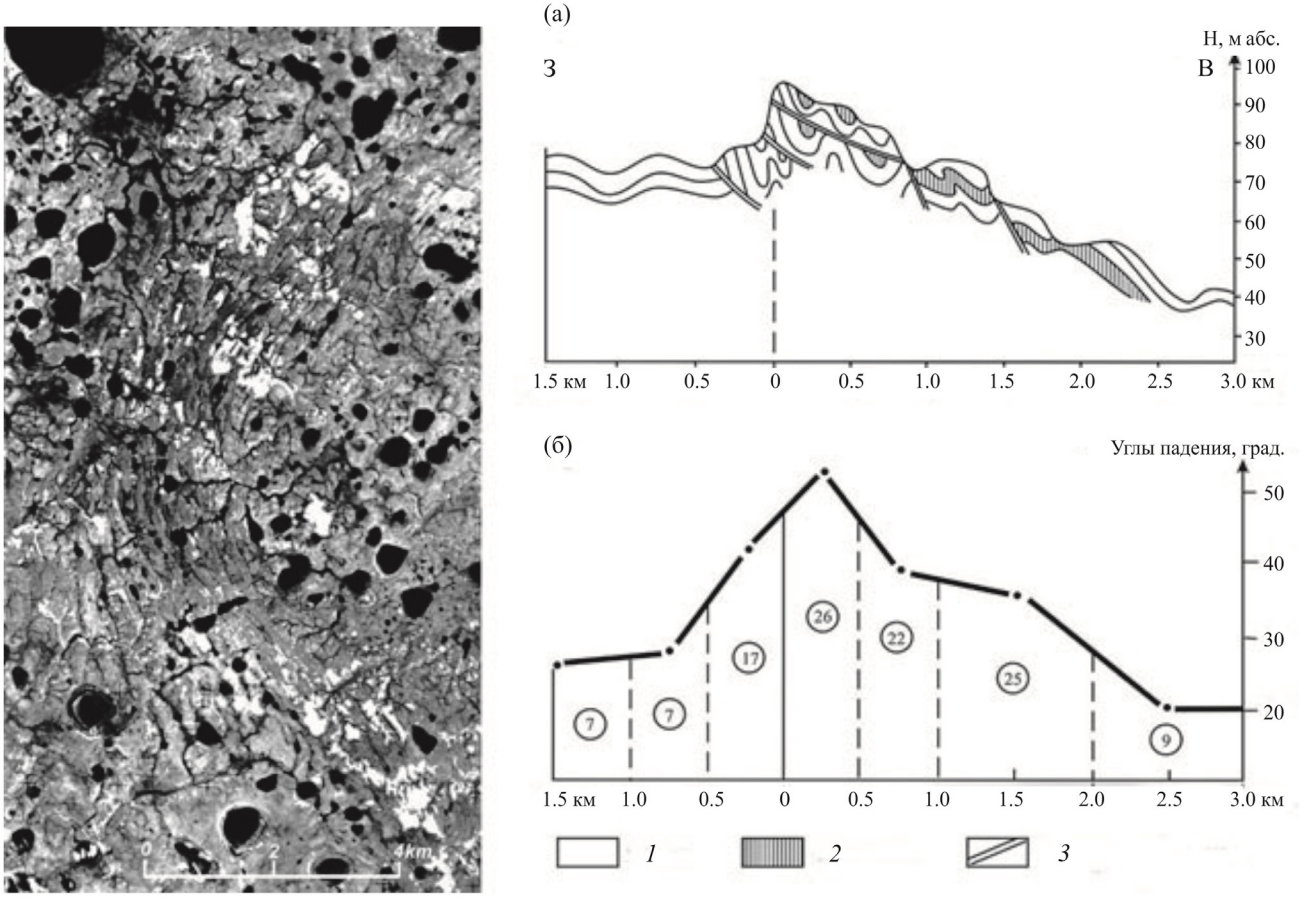


Рис. 17. Гляциотектоническая структура гряды Ханды-Хой западнее оз. Тэтанто на высотном аэроснимке Ямала (см. Hh на рис. 15): (а) – упрощенный поперечный разрез; (б) – диаграмма средних углов падения. Числа в кружках равны числу измерений углов падения в интервалах 0–0.5, 0.5–1.0, 1.0–2.0, 2.0–3.0 км от гребня гряды. *1* – пески; *2* – суглинки; *3* – линии разрывных нарушений.

Fig. 17. Glaciotectonic structure of Handy-Hoi Ridge west of Tetanto Lake (Hh in fig. 15): (a) – simplified cross-section; (б) – diagram of average angles of dip. The figures in the circles indicate number of measurements for calculation of average dip within the intervals of 0–0.5, 0.5–1.0, 1.0–2.0, 2.0–3.0 km from the crest of the ridge. *1* – sands; *2* – loams; *3* – fault lines.

и различные минералы мелкозема распределены по трем разным провинциям равнины: уральские обломки преобладают на западе, среднесибирские на востоке, а местные гальки с примесью таймырского материала – в центральной низине (Архипов и др., 1976; Astakhov, 2004).

Отложения предпоследнего тазовского оледенения дают более выразительную ледниковую морфологию. Крупные диамиктовые холмы встречаются только вблизи Урала и вдоль долины Енисея, тогда как скопления мелких пологих холмиков более многочисленны, отмечая преобладающий способ ареальной дезинтеграции этого ледникового покрова. Озы практически отсутствуют в центральной низменности, где древние ледники действовали в основном на вечномерзлом субстрате, исключающем подледный дренаж. Типично сибирское развитие оледенения на вечной мерзлоте обсуждается в других работах (Astakhov et al., 1996; Astakhov, 2020).

Наиболее яркие явления, подчеркивающие ледниковое происхождение рельефа, представлены формами двух видов. Обычные напорные морены, сложенные гляцигенными отложениями, встречаются по большей части на высоких аккумулятивных плато вдоль Урала и Енисея. Это крупные дугообразные гряды со склонами, сложенными солифлюкционными плащами и лёссовидными алевритами. Они указаны толстыми черными полумесяцами на рис. 15. Характерная внутренняя структура таких гряд видна на рис. 13. Классические напорные морены не подвержены послеледниковой эрозии, если они достаточно велики: десятки метров высоты, сотни метров ширины и километры

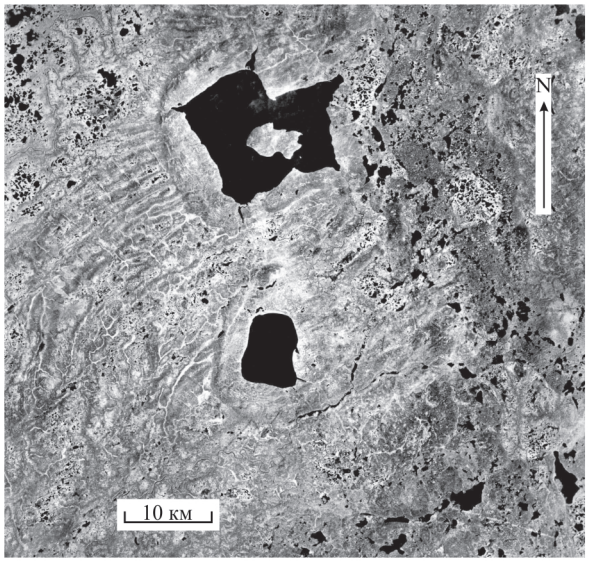


Рис. 18. Космоснимок двух гляциотектонических пар к западу от Енисея в пределах ранневислинского ледникового покрова, в 60 км от его края (см. MN на рис. 15). Северная гряда, состоящая из каменистого диамиктона и валунистого песка, возвышается на 130 м над оз. Маковским глубиной 65 м (Архипов и др., 1976). Расположение указано на рис. 21, 27.

Fig. 18. Satellite view of two hill-hole pairs in the sedimentary basin west of Yenissei, within the Early Weichselian ice sheet, 60 km upglacier from of its western margin (MN in fig. 15). Northern glaciotectonic ridge built of stony diamicton and cobbly sand is 130 m above lake Makovskoye 65 m deep (Arkhipov et al., 1976). Location displayed in fig. 21, 27.

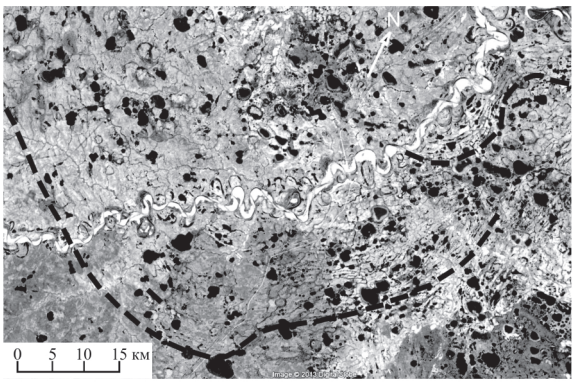


Рис. 19. Космоснимок параллельных гряд Хадуттэ, сложенных палеогеновыми породами на северном краю Уренгойского газового месторождения (см. Hd на рис. 15). Пунктирные линии отмечают внешнюю сторону сположенных дугообразных гряд, которые являются внешним отражением гляциотектонического сооружения.

Fig. 19. Satellite image of Hadutte parallel ridges built of Palaeogene rocks at northern flank of Urengoi gas field (Hd in fig. 15). Dotted lines mark distal edges of the leveled arcuate ridges which are surficial signatures of glaciotectonic imbrications.

длины. В центре равнины только Аганская гряда отвечает этим условиям (Ag на рис. 15), возвышаясь на ~40 м над окружающей низиной. Другие морены этого вида встречаются вдоль границ равнины на возвышенных волнистых аккумулятивных плато.

Второй, более распространенный вид напорных форм представлен гляциотектоническими скучиваниями различных рыхлых пород, в плане образующими крупные открытые к северу арки. Наиболее выразительные, выдающиеся в рельефе гляциотектонические формы располагаются на высоких междуречьях Арктики ближе к Полярному Уралу (Hh) и западнее долины Енисея (MN) (рис. 15, 17, 18). Это типичные гляциотектонические пары, аналогичные описанным в Печорском бассейне. Они сопровождаются либо камовыми плато (редко), либо чаще плоскими зандровыми полями и долинными зандрами.

В центральной низменности преобладает подвид “параллельных гряд”, в плане похожих на композитные гряды. Но они слабо выражены в рельефе, нередко уплощены и картируются только с помощью аэро- и космоснимков (рис. 19). На рис. 15 они показаны тонкими черными серпами. Самые выдающиеся арки указаны буквами SA (Сосьвинский амфитеатр), P (Полойские) и Hd (Хадуттэйские гряды, рис. 19). Это поверхностные проявления дугообразных скучиваний круто падающих мезозойских и палеогеновых песков, глин, опок и диатомитов с разделяющими их редкими ломтями четвертичных диамиктонов и песков (Астахов, 2019). Параллельные гряды обычно воспринимаются как эродированные остатки гляциотектонических пар, очищенные селективной эрозией от четвертичного покрова.

Эрозия особенно эффективна на глинистых пластах, подверженных активной солифлюкции. Некоторые останцы возвышаются над проксимальными болотистыми впадинами – остатками котловин ледникового выпахивания. Однако самые крупные гляциотектонические скучивания, покрытые мощными гляцигенными толщами среднего неоплейстоцена, совсем не обязательно проявляются на поверхности (Астахов, 2019). Обилие гляциотектонических скучиваний (иначе именуемых локальными моренами) вместо диамиктовых напорных морен объясняется медленным течением толстого льда, спаянного с вечной мерзлотой, вверх по склону.

Еще одна особенность среднеплейстоценового геоморфологического процесса в субарктической Западной Сибири – это частая встречаемость ледниково-напорных форм вдали от края ледника при

обычном отсутствии конечных морен (рис. 15). Это связано со свободным оттоком льда при нормальном контакте ледникового покрова в низменности с приледниковым озером. Такие краевые озера неизбежно возникали при ледниковой блокаде речного стока к северу. При этом в крупнейших долинах оставались слабо выраженные плоские террасовидные поверхности.

Центральная часть равнины за пределами последнего оледенения в основном представлена песчаной плоскостью, сложенной мелким водно-ледниковым песком, подверженным постоянному раздуванию во время последнего оледенения. От этого процесса осталось множество теперь заросших дюн, разделенных обширными болотами. Последние представляют результаты послеледникового заболачивания в процессе частичной деградации плейстоценовой мерзлоты. Она оставила низкие и взбугренные болота с торфяниками толщиной в несколько метров (Земцов, 1976). Огромный торфяной покров голоцена толщиной до 10 м удивительно (и пока необъяснимо) контрастирует с редкими торфяными линзами последнего межледниковья (Astakhov, 2008).

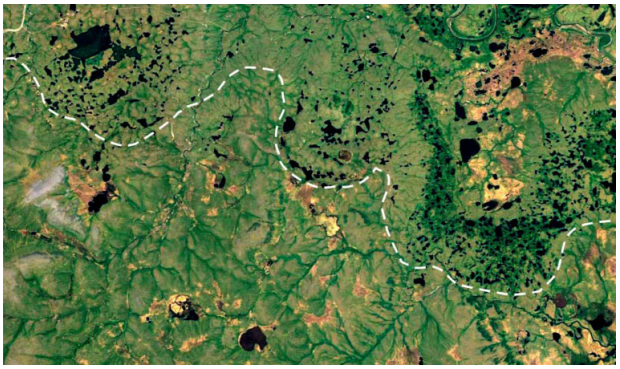


Рис. 20. Космоснимок ранневислинских Сопкейских морен на восточном пьедмонте Полярного Урала (см. 20 на рис. 5; см. Sp на рис. 15). Белая прерывистая линия отмечает языковую структуру края последнего ледника, наступавшего на Урал с северо-востока; южнее – вместо озер видны солифлюкционные потоки по палеозойским выступам, не покрывавшимся ледником.

Fig. 20. Satellite view of Early Weichselian Sopkay moraines in eastern piedmont of Polar Urals (20 in fig. 5; Sp in fig. 15). White broken line delineates lobate pattern of margin of last glacier that advanced to Urals from NE; note soliflucted periglacal landscape over Palaeozoic rocks south of the ice limit.

4.3. Проблема последнего оледенения

Ледниковые формы, особенно выразительные по краям арктической Западной Сибири сыграли значительную роль в длительной дискуссии о размерах и возрасте последнего оледенения. В последние 30 лет многие западноевропейские и американские исследователи участвовали в дискуссии, базируясь на полевых и лабораторных данных (Astakhov, 2020). Один из важных результатов получен дистанционными методами, показавшими, что в Арктике, как и в субарктических районах, наличествует та же система ледниковых форм рельефа, взбирающихся из низменности в сторону пограничных возвышенностей (рис. 15). Такая “анти-орографическая” ориентировка напорных гряд и краевых форм с очевидностью противоречит традиционной умозрительной модели дивергентного растекания льдов с гористых возвышенностей на равнину.

Особенно наглядна ориентировка композитных гряд Ямала (рис. 17) и сопкейских морен (рис. 20), которые много лет приписывались Уральскому центру оледенения (Краснов, 1971; Ганешин, 1976). Их рисунок вместе с моренами, вдвинутыми в Полярный Урал с севера и запада (рис. 5, детали в статье (Astakhov, 2024)) выступает надежным свидетельством растекания ледников из центрально-арктической низменности в сторону пограничных возвышенных земель.

Схожая ситуация отмечена и вдоль восточной границы. Формы рельефа, закартированные вдоль арктического отрезка Енисея, ясно подчеркивают главную ось тока льда с севера на юг, расходящуюся к западу и востоку вдоль Полярного круга (рис. 21).

Проблему представляли очень свежие очертания ледниковых форм вокруг северного носа Полярного Урала и вдоль долины Енисея, что объяснялось двумя путями. Изначально выразительный аккумулятивный ландшафт холмов и озер пограничных земель (рис. 20, 22), вместе с молодыми радиоуглеродными датами из диамиктовых слоев, трактовался как признак отсутствия ледников в арктических низменностях за пределами холмистых платообразных возвышенностей (Сакс, 1953; Зубаков, 1972; Земцов, 1976). В 1970–1980-х гг. эта особенность уже использовалась для аргументации молодого (поздневислинского) возраста последнего ледникового покрова (Grosswald, 1980).

Радиоуглеродные даты особенно часто привлекались для доказательства очень молодого возраста последнего оледенения (Кинд, 1974). Но они оказались слабым аргументом, легко обратимым против молодого возраста, поскольку статистически представительная выборка радиоуглеродных дат показала много древних возрастов из пород, лежащих над верхней мореной (Astakhov, 1998). А последующая проверка дала обильные доказательства древнего возраста верхнего ледникового комплекса разными современными методами: AMS

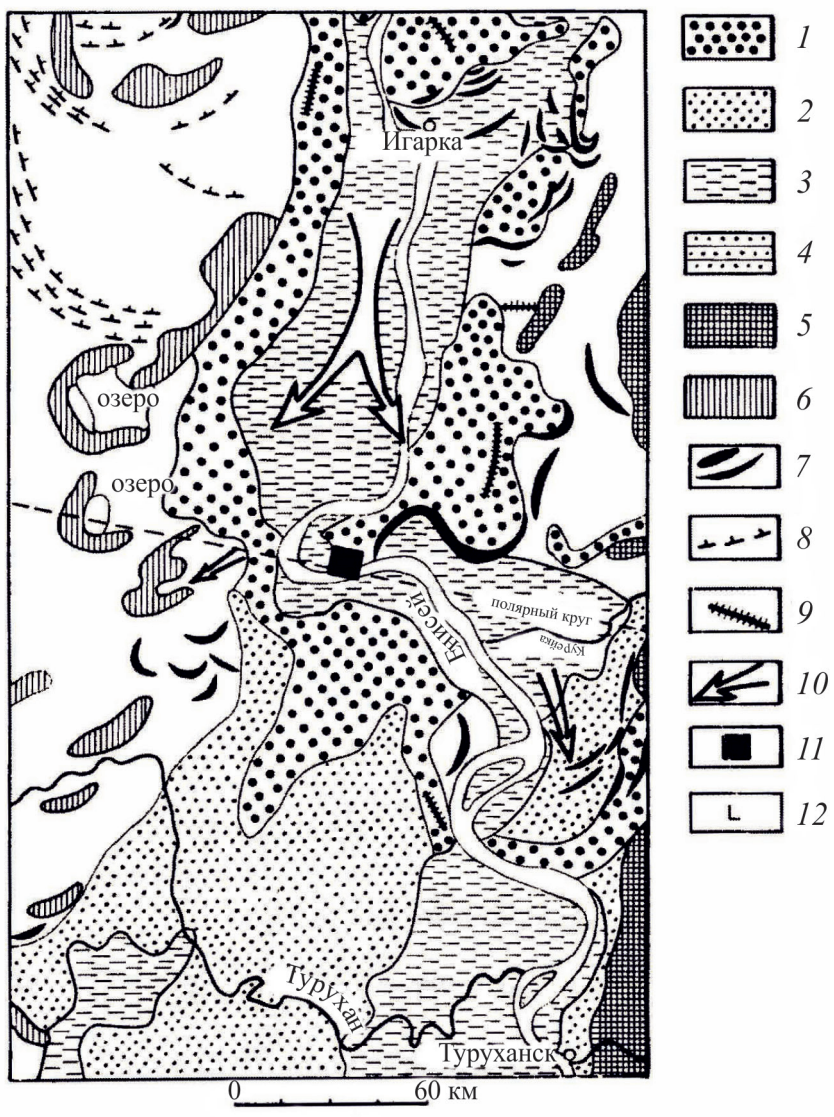


Рис. 21. Ледниковая морфология приполярной Енисейской впадины по результатам фотогеологической интерпретации (Astakhov, Isayeva, 1988): *1* – холмисто-озерный ландшафт абляционных диамиктов и песков; *2* – песчаная флювиогляциальная равнина; *3* – плоские террасовидные поверхности (в основном ритмиты Игарской озерной равнины); *4* – котловинная "аласная" терраса, сложенная осадками слившихся термокарстовых озерков; *5* – останцы палеозойского скального субстрата; *6* – крупные напорные морены – скопления деформированных рыхлых пород; *7* – мелкие аккумулятивные гряды (диамиктоны, пески); *8* – гляциотектонические линеаменты вдоль надвиговых плоскостей; *9* – озы; *10* – направления Енисейского ледникового потока; *11* – положение Ледяной Горы (см. рис. 24, 25); *12* – моренная гряда на рис. 22.

Fig. 21. Glacial morphology of peri-Polar Yenissei Depression by photogeological interpretation (Astakhov, Isayeva, 1988): *1* – hummock-and-lake landscape built of ablation diamicts and sands; *2* – sandy outwash plain; *3* – flat terrace-like surfaces (mainly rhythmites of Igarka lacustrine plain); *4* – kettled "alas" terrace built of sediments of merged thermokarst ponds; *5* – salients of Palaeozoic solid bedrock; *6* – large push moraines – accumulations of contorted soft rocks; *7* – small accretion ridges (diamictons, sands); *8* – glaciotectonic linears along thrust planes; *9* – eskers; *10* – direction of Yenissei Ice Stream; *11* – location of the Ice Hill (fig. 24, 25); *12*– morainic ridge in fig. 22.

модификацией ^{14}C, OSL, U/Th и ЭПР (электронным резонансом по раковинам) (Svendsen et al., 2004; Астахов, Назаров, 2010; Astakhov, 2024). Эти данные подтвердили, что последний ледниковый надвиг случился ранее предела радиоуглеродного датирования и не позднее средневислинского времени Западной Европы.

Датированные OSL отложения, заполняющие долины Оби и Енисея, указывают, что самый крупный и ранний ледниковый надвиг случился

около 80–90 тыс. л. н. (Астахов и др., 2007; Астахов, Назаров, 2010). Идея 1970–1980-х гг. об огромном ледниково-подпрудном оз. Манси с уровнем в 130 м абс. высоты, которое якобы затопило половину равнины во время огромного поздневислинского оледенения эпохи MIS 2, оказалась недоказуемой. Осадки датированных внутридолинных террас приледниковых озер трассируются вдоль бывших спиллвеев далеко на юг в Аральское море (Astakhov, 2006). Но они регистрируются только на отметках не выше 40–60 м абс. Предполагавшееся более высокое дно оз. Манси сложено лёссовидными алевритами, терригенными осадками и песками мелких озерков со следами мерзлоты и палеопочвами с остатками мегафауны. “Свежие” ледниковые ландшафты, аналогичные холмисто-озерным ансамблям классического поздневислинского оледенения (рис. 20, 22), датированы самыми ранними ледниковыми надвигами позднего плейстоцена (Astakhov, 2006; Астахов, Назаров, 2010).

Этот геоморфологический парадокс был разрешен после открытия толстых пластов реликтового ледникового льда во многих разрезах арктической Западной Сибири (рис. 23, 24). Их ледниковое происхождение проистекает из их геологического положения в верхнем ледниковом комплексе, сланцеватой текстуры, внутренних метаморфических структур в ледяных слойках, эрратических обломков, крутых и лежачих складок ледяных пластов, латеральным замещением диамиктовым материалом, перекрытия абляционными осадками с контактами вытаивания, указывающими на погребенный характер таких ледяных тел и др. (Kaplanskaya, Tarnogradsky, 1986; Astakhov, Isayeva, 1988; Astakhov et al., 1996).

Пласты погребенных глетчерных льдов на Ямале и Гыдане достигают местами 60 м мощности и нескольких километров в поперечнике (рис. 23б). Обычно они несут следы тангенциальных напряжений в виде плоскостей срыва и крутых складочек (рис. 24).

Открытие играет важную роль для геоморфологических построений. Главный вывод в том, что остатки погребенного глетчерного льда типичны для районов так называемой “задержанной деглянциации”, т. е. частей Арктики еще не полностью освободившихся ото льда из-за больших запасов холода, скопившихся в литосфере в течение плейстоцена (Astakhov, Isayeva, 1988; Astakhov et al., 1996). Эта особенность важна для Сибирской Арктики, где активное оледенение прекратилось 50–60 тыс. л. н., чтобы в виде погребенных глетчеров медленно деградировать в суровом климате сибирского плейстоцена. С наступлением настоящего потепления в голоцене обширные поля мертвого льда, укрытые вновь промерзшими продуктами абляции, оказались защищены от внезапного таяния мощной многолетней мерзлотой.

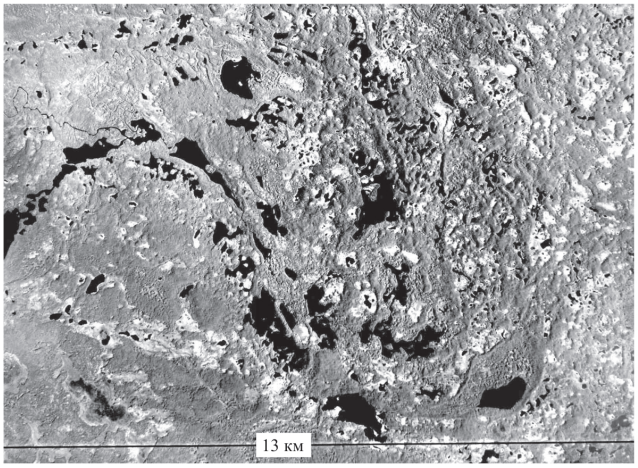


Рис. 22. Аэроснимок свежего холмисто-озерного ландшафта восточнее Ледяной Горы (11 на рис. 21). Отпечаток языкового края ледника с серией озов, перпендикулярной к конечной аккумулятивной гряде. Черным тоном изображены гляциокарстовые озера, образованные таянием ископаемого глетчерного льда, показанного на рис. 24 и 25.

Fig. 22. Aerial photograph of fresh hummock-and-lake landscape east of Ice Hill (11 in fig. 21). Note imprint of lobate ice margin with series of eskers normal to marginal accretion ridge. Black are glaciokarst lakes produced by melting of fossil glacier ice shown in fig. 24 and 25.

Означенные обстоятельства дали морфологические следствия двух разных типов. Во-первых, это изначально плоская кровля субгляциальных диамиктов, прикрытая мелким флювиогляциальным песком или выравненная позднеледниковой морской ингрессией. Таковы ландшафты северного Ямала и Гыдана с отметками ниже 100 м (рис. 23). В таких самых северных районах выразительный рельеф либо еще не сформировался, либо был снивелирован позднеледниковыми водоемами. Во-вторых, выразительные холмистые ландшафты являются результатами инверсии множества гляциокарстовых прудов и ручьев, появившихся в голоцене на возвышенных и лучше дренированных землях вдоль Урала и долины Енисея (рис. 20, 22). Важно, что даже в этих холмистых районах в базальных ледниковых субкомплексах пласты реликтового глетчерного льда сохраняются в ожидании следующего термокарстового цикла (рис. 24, 25).

На рис. 25 в общем виде показаны результаты нескольких исследователей по лучше всего исследованному местонахождению погребенного глетчерного льда на Енисее, которое может служить

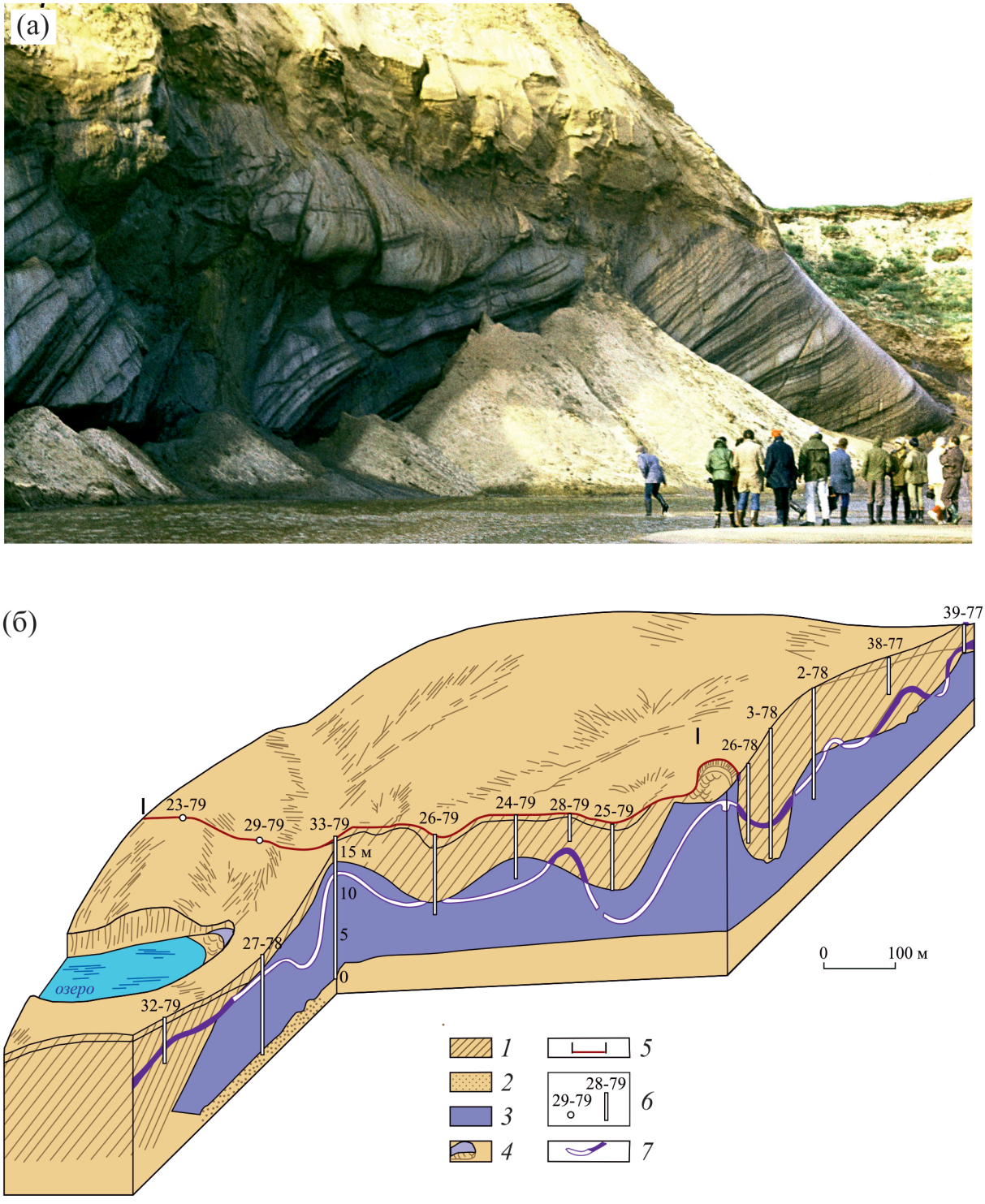


Рис. 23. Ископаемый глетчерный лед в арктической Западной Сибири: (а) – разрез на р. Юрибей, п-ов Гыдан, 70° с. ш. 75° в. д. (Astakhov, 2013); (б) – блок-диаграмма после бурения и геофизической разведки на нефтяном месторождении Бованенково, западный Ямал по (Пармузин, Суходольский, 1982): *1* – глинистые диамикты; *2* – пески; *3* – пластовый лед; *4* – обнажения льда; *5* – линия геологического разреза; *6* – скважины и их номера; *7* – граница кровли льда по данным непрерывного электропрофилирования.

Fig. 23. Fossil glacial ice in arctic West Siberia: (a) – section on River Yuribei, Gydan Peninsula, 70° N 75° E (Astakhov, 2013); (б) – block-diagram from drilling and geophysical results on Bovanenkovo oil field, western Yamal Peninsula modified after (Parmuzin, Sukhodolsky, 1982): *1* – clayey diamictons; *2* – sands; *3* – massive ice; *4* – ice exposures; *5* – geological cross-section line; *6* – boreholes and their numbers; *7* – upper ice boundary based on continuous electrical profiling data.



Рис. 24. Сжатая складка грязного глетчерного льда в основании разреза Ледяной Горы (см. рис. 25).
Fig. 24. Tight fold of dirty glacial ice at base of Ice Hill sequence (fig. 25).

моделью геоморфологического и седиментологического воздействия голоценового потепления на древние вечномерзлые отложения арктических равнин. Из него ясно, что свежий облик холмов и гряд с разделяющими их озерками сформирован несколькими циклами термокарстовых провалов и инверсии рельефа в течение голоцена. Этот абляционный субкомплекс не имеет отношения к возрасту основного ледникового надвига, оставившего базальный субкомплекс ранее 70 тыс. л. н. Неплотные абляционные диамикты содержат органику разного радиоуглеродного возраста: от бесконечного до позднеголоценового. Погребенный ледниковый лед мощностью до 60 м продолжает таять в этом месте и в наши дни, каждое лето, продуцируя на енисейском бечевнике диамиктовые грязевые плащи (Astakhov, Isayeva, 1988).

Главный вывод: юные холмисто-озерные ландшафты Арктики, образованные в голоцене путем неполного протаивания мерзлоты, не являются показателями возраста последнего оледенения. Но на него указывает множество радиометрических дат в верхней части профиля рис. 26. Любая из них не может считаться вполне надежной, но статистически совокупность дат дает ясный сигнал относительной древности последнего ледника, наступавшего по Енисею с севера.

Аналогичную хронологическую систему можно построить вдоль второй главной дренажной линии Западной Сибири – Обь–Иртыш–Тобольской долинной сети, служившей для дренирования приледниковых водоемов в Аральское море (нижний профиль на рис. 26). Последний ледник наступал по Енисею до 66°, а по Оби до 67.5° с. ш., тогда как в центре низменности край льда продвигался не южнее 69.5° с. ш. (рис. 2, 15).

Характерная черта ледникового ландшафта Западной Сибири представлена обширными низинами на севере Ямальского и Гыданского п-овов. Эти плоскости много лет служили очевидной причиной, почему на картах и в книгах последнее оледенение изображалось ограниченным в предгорьях Урала и гор Быранга. Самые удаленные к северу низменности от 20 до 70 м абс. высоты сложены глинистыми толщами с прослоями песков до 60 м мощностью с редкими раковинами холодноводных моллюсков *Portlandia arctica*. Низины несут скромную скульптуру мерзлотных полигонов и редких гидролакколитов до 30 м высотой, которые заметны только севернее 68° с. ш. Южнее, но

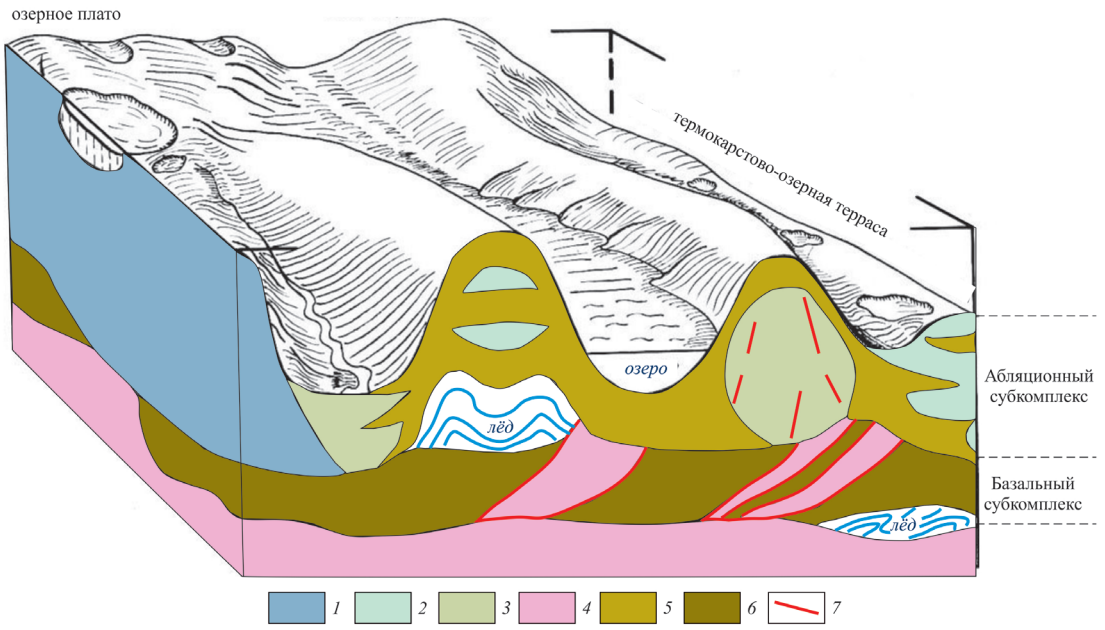


Рис. 25. Блок-модель ледниковой седиментации на Ледяной Горе, правый берег Енисея, Полярный круг (11 на рис. 21): *1* – варвы; *2* – тонкослоистый алеврит; *3* – флювиогляциальный песок; *4* – межледниковый аллювий; *5* – рыхлый диамиктон флоутилла; *6* – плотный тектонизированный диамиктон основной морены; *7* – разрыв.

Fig. 25. Block model of glacial sedimentation at Ice Hill on north bank of Yenissei, Arctic Circle (11 in fig. 21): *1* – varves; *2* – laminated silt; *3* – glaciofluvial sand; *4* – interglacial fluvial sand; *5* – soft flowtills; *6* – dense tectonised subglacial diamicton; *7* – fault line.

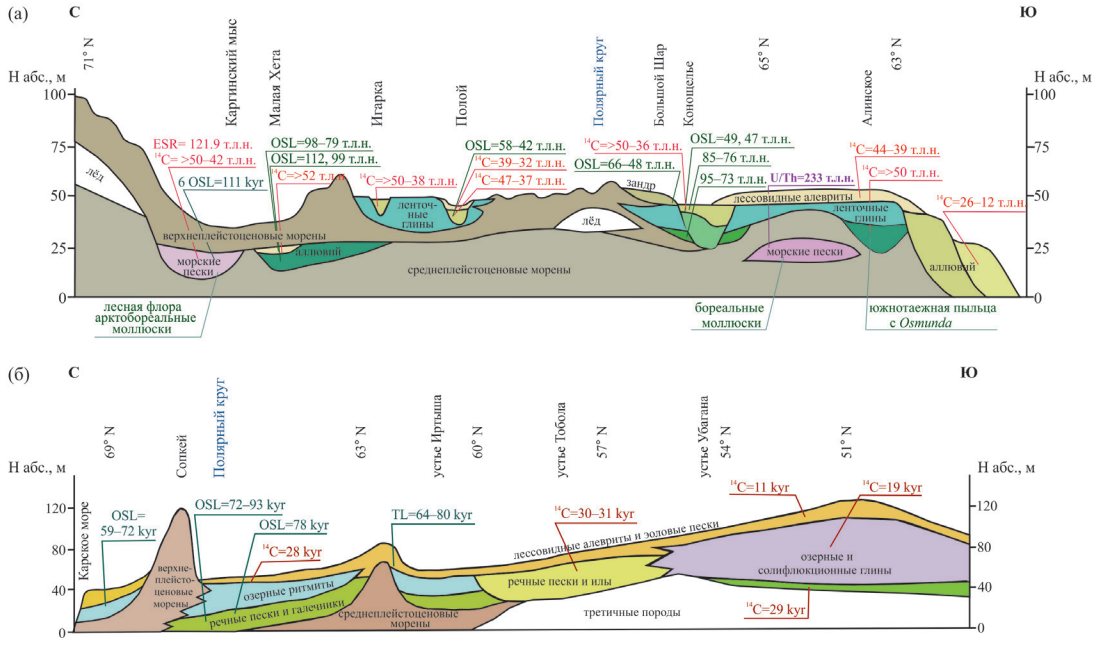


Рис. 26. Корреляционные профили верхнеплейстоценовых отложений по Нижнему Енисею (а) и по долинам Обь–Иртыш–Тобол–Убаган вдоль 67° в. д. (б) (Astakhov, 2006; Panin et al., 2020). Тальвег Убагана наклонен к Каспийскому бассейну.

Fig. 26. Correlation profiles of Upper Pleistocene formations along the Lower Yenissei (a) and within the river valleys Ob–Irtysh–Tobol–Ubagan along 67° E (б) (Astakhov, 2006; Panin et al., 2020). Note southward sloping of Ubagan thalweg directed to Caspian basin.

еще в Арктике попадаются мерзлотные полигоны с растущими ледяными жилами, тогда как за пределами Полярного круга явно преобладают реликтовые полигоны с псевдоморфозами по ледяным клиньям.

Арктические низины вначале интерпретировались как продукты позднеледниковой морской ингрессии около 15–19 тыс. л. н. в предположении поздневалдайского возраста последнего ледникового надвига (Arkhipov et al., 1976). Однако позднее на Ямале в основании равнины был описан мощный диамиктон с крупными блоками водно-осадочного песка (Астахов, 1981). Современное геологическое картирование дало серию OSL дат от 60 до 30 тыс. лет из гляциоморских глин и песков с *Portlandia*, перекрывающих верхнюю морену (Nazarov et al., 2022), что вполне соответствует ранневислинскому возрасту главного надвига последнего ледникового цикла. Такой возраст поддержан серией радиоуглеродных и люминесцентных дат из осадков, перекрывающих мощный карский диамиктон с огромными блоками глетчерного льда на обнаженном западном берегу Ямала вблизи станции Марресале (Ма на рис. 15) (Forman et al., 2002).

4.4. Неотектонический план

В рисунке мегаформ Западной Сибири явно доминируют субширотные черты, пересекающие субмеридиональные направления структурного плана мезозойско-палеогенового осадочного бассейна. Поперечная зональность следует общему простиранию кайнозойских формаций и может быть объяснена только четвертичной историей. Крупные аккумулятивные возвышенности, сложенные 100–300-метровыми толщами четвертичных песков и диамиктов, местами врезанных ниже уровня моря, известны только в древнеледниковой области севернее 60–61° с. ш. Напротив, неогеновые и верхнепалеогеновые слои постепенно выклиниваются к северу. В результате к Карскому морю одновременно с понижением поверхности растет и возраст субчетвертичных формаций. Скважины на Ямале и Гыдане в основании четвертичного покрова встречают уже только палеоценовые и меловые породы (Конторович и др., 1975), что означает расширение к северу предчетвертичного стратиграфического хиатуса из-за эрозионного выпадения более древних кайнозойских горизонтов.

Возвышенности равнины, построенные из четвертичных толщ, образуют огромную дугообразную дамбу Сибирских Увалов, грубо параллельную границе оледенений (рис. 20). Местами аккумулятивные возвышенности ограничены уступами высотой в десятки метров вдоль геофизических линеаментов глубокого заложения. Картирующие геологи интерпретируют такие возвышенности как древние блоки фундамента, оживленные плейстоценовой гляциоизостазией.

Другая характерная черта – диапиры из третичных морских глин, опок и диатомитов. К югу от ледниковой области они, как правило, имеют высоту несколько, максимум десятки метров, что объяснимо гравитационным приспособлением глинистых толщ к крутым эрозионным уступам. Однако в пределах древнеледниковой области диапиры уже достигают сотен метров высоты. Крупные диапиры с палеогеновыми корнями логичнее связывать с высокими градиентами литостатического и флюидного давления, неизбежного для громадных разрозненных блоков мертвого льда во время распада ледникового щита.

Было несколько попыток приписать главные черты структуры Западной Сибири необъясненному дискордантному неотектонизму или общей постпалеогеновой инверсии эпейрогенеза в северной части бассейна. Ряд геологов верил, что северная наиболее погруженная часть бассейна в неогене неожиданно поднялась и затем снова опустилась в четвертичное время. Такая гипотеза региональных эпейрогенических осцилляций вряд ли совместима с хорошо изученным устойчивым погружением бассейна, унаследованным с юры. Оно подчеркнуто эрозионными останцами олигоцен-миоценовых песков и глин, закартированными севернее 64° с. ш. Существенно, что на юге равнины полностью отсутствует толстый чехол коррелятных терригенных отложений, соразмерных по объему гипотетическому неогеновому поднятию севера.

По мнению автора данной статьи, более понятное объяснение загадочной неотектонической инверсии следует искать в плейстоценовой истории величайшего мирового осадочного бассейна, который, несомненно, подвергался повторяющейся нагрузке ледниковых покровов километровой толщины. Главные особенности масштабной гляциотектоники ниже обсуждаются согласно анализу в (Астахов, 2019).

Смена главных мегаформ равнины с юга на север происходит параллельно с меридиональным изменением неотектонических структур соседних возвышенностей.

Лучший пример предоставляет Среднесибирское плоскогорье вдоль восточной границы Западной Сибири. Его отметки медленно, но устойчиво растут от 500–600 м вдоль границы максимального оледенения до 1300–1700 м в Арктике на плато Путорана. Оно глубоко расчленено ортогональной сетью фьордоподобных долин, отражающих систему трещин растяжения и разломов, вызванных молодым куполообразным поднятием (рис. 27, 28).

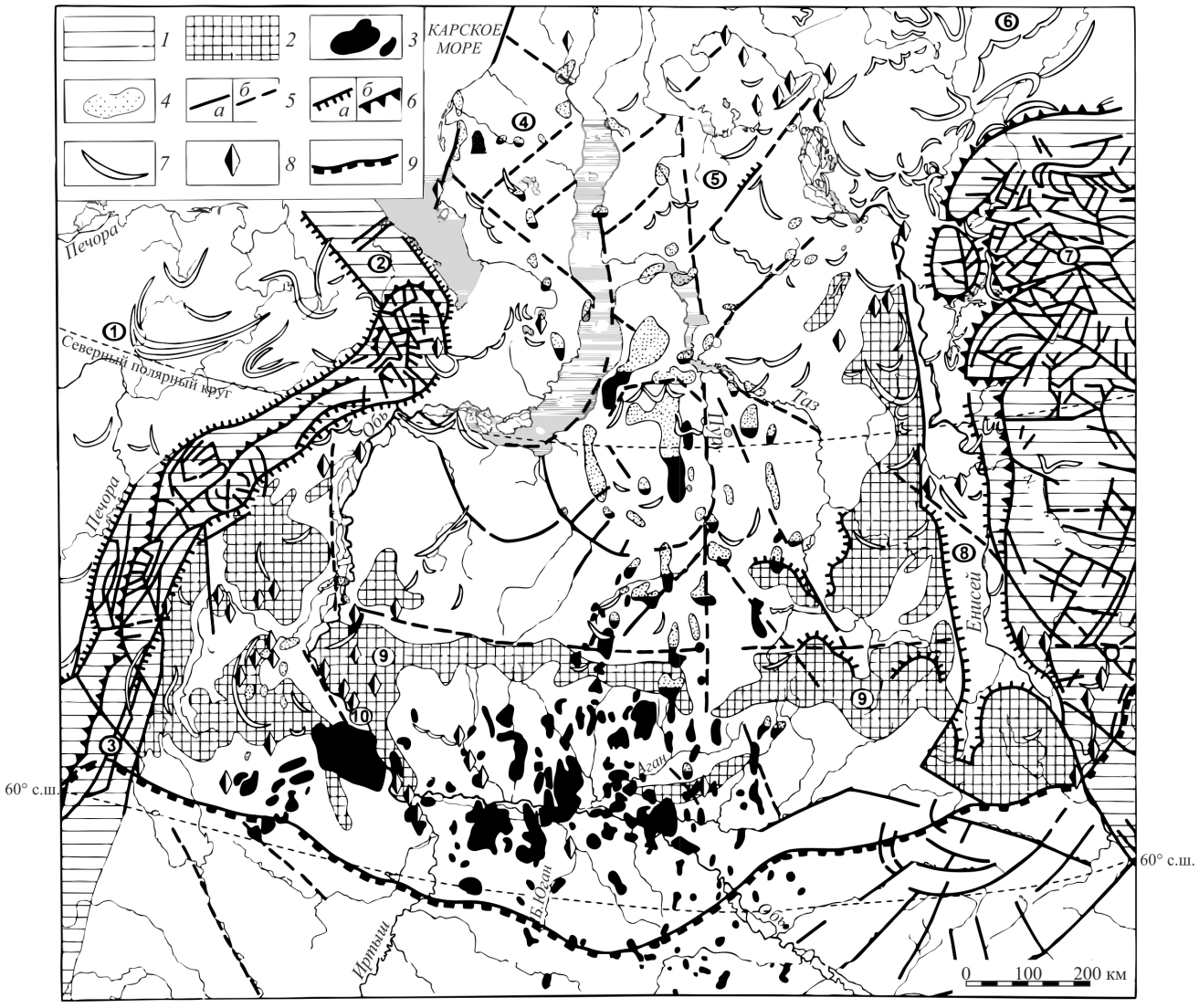


Рис. 27. Гляциотектоническая карта Западной Сибири и соседних возвышенностей (Астахов, 2019). *Геологические и геоморфологические объекты*: *1* – палеозойские возвышенности; *2* – четвертичные плато в пределах равнины; *3* – нефтяные месторождения; *4* – залежи природного газа; *5* – крупные линии на космических снимках (*а* – орогидрографические, *б* – прерывистые ландшафтные линеаменты); *6* – тектонические уступы (*а* – высотой в десятки метров, *б* – высотой в сотни метров); *7* – ледниковые напорные гряды – выраженные в рельефе складчато-надвиговые скучивания рыхлых пород; *8* – крупные отторгнутые блоки мезо-кайнозойских пород; *9* – южная граница ледниковых наносов. *Цифры в кружках – крупнейшие орографические элементы*: 1 – Печорская низменность, 2 – Пай-Хой, 3 – Урал, 4 – Ямал, 5 – Гыдан, 6 – Таймыр, 7 – Путорана, 8 – Енисейская впадина, 9 – Сибирские Увалы.

Fig. 27. Glaciotectonic map of West Siberia and adjacents uplands (Astakhov, 2019). *Geological and geomorphological features: 1* – Palaeozoic uplands; *2* – Quaternary uplands within West Siberian Plain; *3* – oil fields; *4* – natural gas deposits; *5* – large linears observable in satellite imagery (*а* – orohydrographic, *б* – disjointed landscape traces); *6* – tectonic escarpments (*а* – tens of metres high, *б* – hundreds of metres high); *7* – ice-pushed ridges – topographically expressed imbricate assemblages of soft rocks; *8* – large detached blocks of Meso-Cenozoic rocks; *9* – glacial drift limit. *Encircled numbers are largest physiographic elements:* 1 – Pechora Lowland, 2 – Pai-Hoi Ridge, 3 – Urals, 4 – Yamal Peninsula, 5 – Gydan Peninsula, 6 – Taimyr Peninsula, 7 – Putorana Plateau, 8 – Yenissei Depression, 9 – Siberian Hills.

Плато Путорана – типично аструктурная форма, так как неотектоническое поднятие локализуется в самой глубокой части палеозойско–триасовой впадины, в СЗ части Сибирского кратона, известной как Тунгусский бассейн (Staroseltsev, 1985).

Аналогично, вдоль западной границы Западной Сибири к северу от границы максимального оледенения устойчиво растет и резкость рельефа Урала независимо от структурной и формационной зональности палеозойского складчатого сооружения

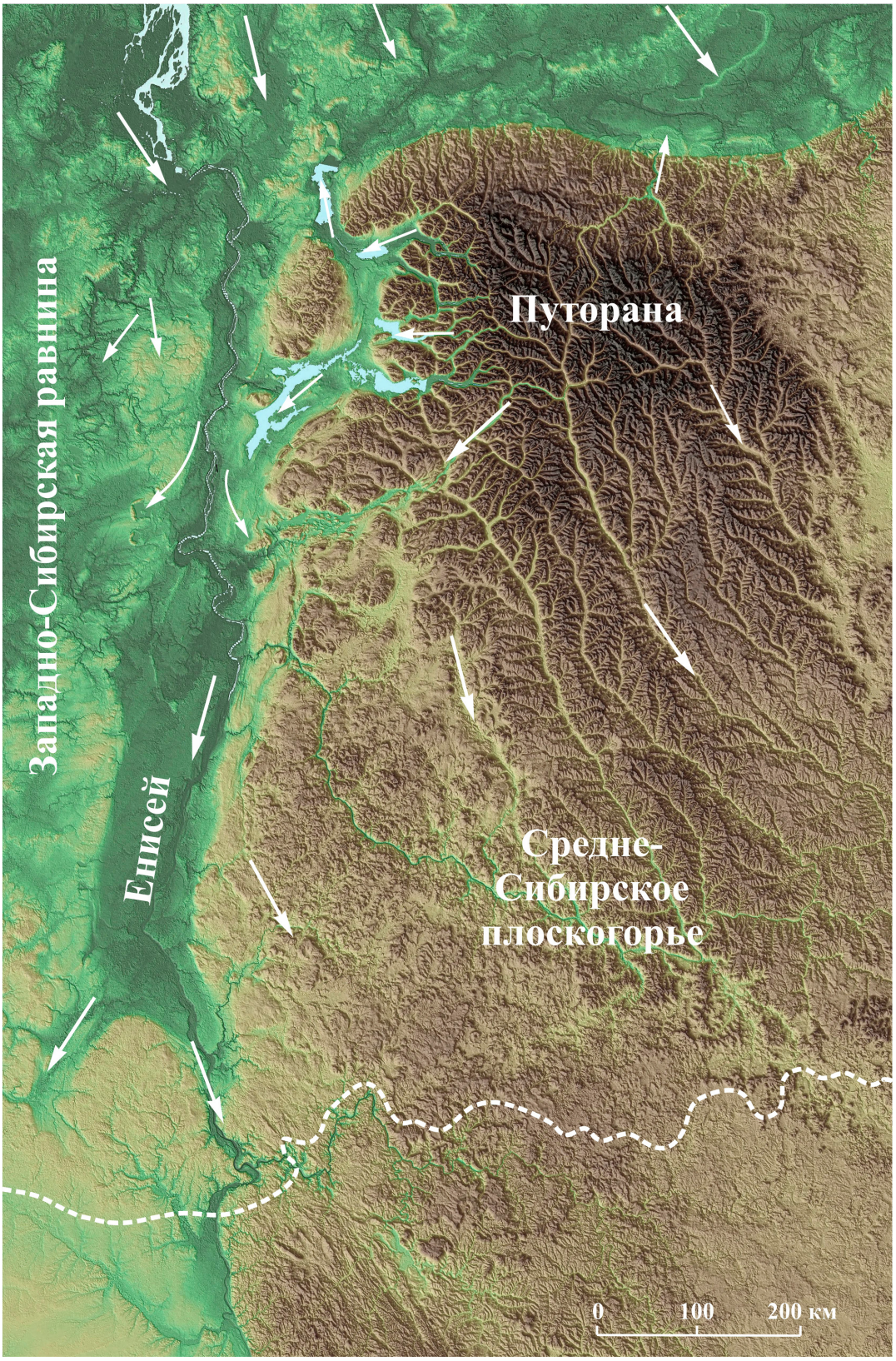


Рис. 28. Цифровая высотная модель ледникового запада Средней Сибири. Прерывистая линия – южная граница ледниковых отложений, стрелки – прежние ледниковые потоки.

Fig. 28. Digital topographic model of glaciated western Central Siberia. Broken line is glacial drift limit, arrows – inferred former ice streams.

(рис. 27). Южнее ее Средний Урал, в основном, представлен сположенными холмами с отдельными монадноками, разделенными широкими дочетвертичными долинами. Этот низкий складчатый Урал с редкими вершинами, превышающими 450 м абс. высоты, незаметно сливается с пенепленизированными предгорьями. Южный Урал существенно выше (1000–1500 м), но состоит большей частью из пологих гряд с вогнутыми склонами, сложенными такими устойчивыми породами как кварциты. Отрицательные формы рельефа преобладают в объеме, поскольку сниженные гряды разделены гораздо более широкими долинами, слишком широкими для современных рек.

Дряхлый ландшафт Южного и Среднего Урала к северу в связи с возрастанием высот и энергии рельефа на Северном и Приполярном Урале до 1400–1800 м постепенно сменяется более молодым ландшафтом эрозионно-тектонического типа. На севере положительные формы рельефа уже преобладают, часто в форме поднятых блоков альпинотипного рельефа.

Поучительно проследить меридиональные изменения западной и восточной границ Западно-Сибирской равнины. За пределами древнеледниковой области они очень слабо выражены в рельефе. Но в древнеледниковой области они превращаются в тектонические уступы, увеличивающие к северу свою высоту от десятков до сотен метров (рис. 27). В результате “ножницы” разломов с суммарной амплитудой до 1000 м резко отделяют равнину от соседних возвышенностей. Это контрастирует с ситуацией в перигляциальной области, где Урал и Средняя Сибирь незаметно сливаются с прилегающими равнинами.

Границы равнины в ледниковой области особо подчеркнуты меридиональными депрессиями, оконтуренными сбросовыми уступами. Наиболее заметна Енисейская депрессия, которая в рельефе и на космических снимках выглядит юным, расширяющимся к северу грабеном (рис. 27, 28). На южной оконечности этой рифтообразной депрессии скважиной вскрыта рекордная для суши мощность четвертичной толщи 342 м (Зубаков, 1972; Архипов и др., 1976).

Распределение плейстоценовых толщ на фоне крупных форм рельефа дает альтернативное объяснение неотектонической макроструктуры Западно-Сибирской равнины. Ее север, по меньшей мере, 5 раз покрывался средне- и позднеплейстоценовыми материковыми ледниками. Геофизические расчеты изостатической реакции, основанные на закартированных границах древних ледников, дают интерполированную мощность среднеплейстоценового льда в Карском центре оледенения до 4.5 км (Lambeck et al., 2006). Это означает изостатическое погружение осадочного бассейна, по меньшей мере, на 1 км с соразмерным компенсационным поднятием пограничных возвышенностей. Кроме того, течение льда и его статическое давление вызывало частичное латеральное перераспределение неконсолидированных пород субстрата в форме обширных гляциотектонических деформаций (Астахов, 2019).

Отмеченная географическая, или скорее палеогеографическая зональность рельефа и неотектоники, поперечная к простиранию мезозойских структур, зеркально отражает зональность мощностей плейстоценового льда. Длительный процесс приспособления в мезозое–кайнозое блоков фундамента к увеличивающемуся давлению осадочного чехла был в плейстоцене нарушен очень быстрыми сменами ледниковой нагрузки и разгрузки, что привело к разбалансировке изостатически уравновешенных блоков. Сверхбыстрое приложение ледниковой нагрузки объясняет высокоамплитудные плейстоценовые разломы (рис. 27), плохо сочетающиеся с пассивными окраинами равнин и палеозойских возвышенностей.

4.5. Ледниковая нагрузка и углеводороды

Концепция структурной реорганизации осадочного бассейна в квартере, отмеченная по крупным геоморфологическим признакам, требуется для решения некоторых проблем нефтяной геологии в Западной Сибири. К числу таких проблем относится происхождение аномальных пластовых давлений, северное падение водонефтяных контактов в скважинах, геотермические особенности, насыщенность ловушек углеводородами и др. Интерпретации неотектонических макроструктур особенно важны для решения старой проблемы пространственного разобщения запасов нефти и газа (Астахов, 2019).

Главные нефтяные поля, открытые в верхнеюрско–нижнемеловых слоях на глубинах от 1.5 до 3 км, находятся в широтном поясе в центре равнины (60–63° с. ш.). Таким образом, он расположен поперек меридионального простирания главных мезозойских нефтеносных структур. Субарктический пояс севернее Сибирских Увалов содержит смешанную ассоциацию нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений. В Арктике на глубине менее 1 км, доминируют крупные газовые поля, запечатанные палеогеновыми глинами и монолитной мерзлотой (Конторович и др., 1975).

Разные попытки объяснить такое неординарное распределение запасов нефти и газа без ледниковой геологии успехом не увенчались. Такова была популярная гипотеза падения пластового давления и дегазации подземных вод в резервуарах,

вызванного предполагаемой морской регрессией плиоцена. Однако воображаемая регрессия не могла обеспечить падение флюидного давления более чем на 30 атмосфер, чего совершенно недостаточно для образования гигантских газовых пузырей Сибирской Арктики, таких как месторождения Уренгой и Медвежье (Корценштейн, 1970).

Напротив, огромная ледниковая нагрузка должна неизбежно воздействовать на подземную гидравлическую систему приложением ~200–300 атмосфер дополнительного давления. Прямое свидетельство давления льда получено измерениями в нефтеразведочных скважинах до глубины 2.7 км. Они обнаружили, что пористость меловых продуктивных пластов в Арктике на 5–7% ниже, чем в аналогичных песчаниках центральных районов бассейна Широтной Оби (рис. 27). Это объясняется более устойчивыми ледниками Арктики, тогда как вблизи границы оледенения вдоль 60° с. ш. лишь менее мощный лед реже давил на продуктивные пласты (Горелов, 1975).

Резкие вертикальные колебания арктической части бассейна с размахом в сотни метров, вызванные периодической ледниковой нагрузкой, приводили к регулярной смене подземной термобарической ситуации. Результирующей была вертикальная миграция зон генерации разных фаз углеводородов с невозвратной заменой жидкой фазы газообразной. При приложении ледниковой нагрузки объем свободного газа уменьшается из-за сжатия и растворения в подземной воде.

Наоборот, при устранении ледниковой нагрузки объем газа в коллекторах внезапно возрастает. При быстром падении пластового давления в результате дезинтеграции ледникового покрова происходит массовая дегазация подземных коллекторов по типу “открытой бутылки шампанского”. Периодические изменения пластового давления, вызванные ледниковьями и межледниковьями плейстоцена, должны были быть на порядок выше, чем гипотетическая плиоценовая регрессия. Норвежские геологи назвали этот механизм “ледяным насосом” (Астахов, 2019).

Вертикальная миграция флюидов, нормальная для всех осадочных бассейнов (но с разной скоростью), отводит газы ближе к поверхности, тогда как жидкая фаза застревает в более глубоких слоях. Южный нефтегазоносный пояс содержит в основном нефть в пологих антиклиналях нижнемеловых и верхнеюрских слоев на глубинах от 3 до 1.5 км. Газовые залежи, обычно располагающиеся над глубоко залегающими нефтяными ловушками, в южном поясе легко разрушаются из-за не слишком надежных литологических экранов. В Арктике главные промышленные залежи газа содержатся в более крутых антиклиналях, запечатанных мощными палеогеновыми глинами и монолитной мерзлотой на глубинах 0.7–1.2 км, тогда как там более редкие нефтяные месторождения, как правило, находятся гораздо глубже (Конторович и др., 1975).

Надо учитывать, что арктический пояс преобладающих газовых залежей располагается в основном в области последнего оледенения и максимальной мощности прежних ледниковых покровов. Отсюда, пластовое давление на крайнем севере должно было быть максимальным, значительно способствуя периодической дегазации подземных вод и формированию у поверхности огромных газовых пузырей (рис. 27). Этот процесс был менее интенсивным в южном поясе преобладающих нефтяных месторождений и более тонких ледников, но более редких ледниковых надвигов. Последний ледник убывал с территории вдоль границы максимального оледенения на 100–150 тыс. л. н. раньше, чем в Арктике. Следовательно, более древние приповерхностные газовые залежи южного пояса имели гораздо больше шансов рассеяться сквозь не сплошные мерзлые покрышки и глинистые пласты.

Таким образом, особенности зонального размещения нефтегазовых ресурсов Западной Сибири, несогласного с глубинным структурным планом, вероятно, связаны с переменной ледниковой нагрузкой, с ее накачивающим воздействием на подземную гидравлическую систему, которое существенно облегчило высвобождение углеводородных флюидов и их финальную миграцию в структурные ловушки (Астахов, 2019).

5. СЕВЕР СРЕДНЕЙ СИБИРИ

5.1. Общая ситуация

Условия для оледенения в Средней Сибири отличаются от западносибирских. Средняя Сибирь – это, в основном, возвышенности, сложенные палеозойскими и триасовыми скальными породами. Они отделены от мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов отчетливо выраженными в рельефе сбросовыми системами. Среднесибирское плоскогорье включает базальтовое плато Путорана высотой до 1700 м (IV на рис. 2) и обширный выступ докембрия высотой 300–500 м, именуемый Анабарским плато (VI на рис. 2). Северный выступ Средней Сибири состоит из п-ова Таймыр и арх. Северная Земля. Он отделен от Среднесибирского плоскогорья Северо-Сибирской низменностью на высотах 100–300 м (Vs на рис. 2), структурно-геологически аналогичной западносибирскому осадочному бассейну.

Особую орографическую часть п-ова Таймыр представляет узкая горная гряда Бырранга, сложенная складчатым палеозоем на отметках 500–600 м (V на рис. 2) и лишь на крайнем востоке достигающая 1100 м (Ve на рис. 2). Архипелаг Северная Земля состоит из 4 крупных островов, простирающихся до 81° с. ш. и наполовину укрытых современными ледниками. Это единственный крупный архипелаг, открытый экспедицией Вилькицкого в 1913 г. Эти острова, от природы плоские, тем не менее, имеют отметки до 700–900 м из-за ледниковых шапок толщиной более 700 м.

Мощная мерзлота присутствует во всех орографических подразделениях, за исключением долины Енисея и плоскогорий южнее границы максимального оледенения (рис. 28), где она прерывиста, либо вообще отсутствует. Южная часть Среднесибирского плоскогорья покрыта густой средней тайгой, в основном темнохвойного состава. Севернее р. Ниж. Тунгуски она переходит в светлохвойную северную тайгу из лиственницы и ели. На плато Путорана и п-ове Таймыр доминируют безлесные тундры. Однако отдельные полосы северной тайги проникают на восток п-ова Таймыр до 72.5° с. ш. и в глубокие долины на западе плато Путорана.

Главные орографические единицы подвергались разной обработке ледниковыми процессами (рис. 2, 15). Северная часть Среднесибирского плоскогорья, Северная Земля и горы Бырранга интенсивно эродировались материковыми льдами. Остальная часть Таймыра, ЮЗ и СВ окраины Среднесибирского плоскогорья, особенно долина Енисея, которые подвергались неоднократным вторжениям ледниковых потоков с Карского шельфа, приобрели мощные толщи гляцигенных осадков (Антропоген..., 1982; Четвертичные оледенения..., 1987). Местные центры накопления покровного льда устойчиво сохранялись лишь на скалистых Путоранском и Анабарском плато (Андреева, Исаева, 1974). Очень ограниченное горно-долинное оледенение, включая миниатюрные современные леднички, известно на п-ове Таймыр (Ve, рис. 2) (Антропоген..., 1982).

Продукты ледниковой деятельности многообразны. Их следы в мезорельефе будут обсуждаться ниже. Здесь я отмечу только крупные черты рельефа, которые ответственны за разделение и разные высоты главных орографических единиц. Макроэффекты во многом обусловлены различиям изостатических поднятий, вызванных повторяющейся нагрузкой и разгрузкой ледниковых масс разной мощности. Ясное проявление этого процесса в ландшафте можно видеть в устойчивом повышении плоских вершин Среднесибирского плоскогорья от 500–600 м вдоль границы максимального оледенения до 1300–1600 м (максимум 1700 м) на его крайнем СЗ (рис. 28). Эта разница высот антиструктурная, так как высота поверхности увеличивается параллельно углублению Тунгусской синеклизы. При этом молодое плато Путорана получилось гораздо выше докембрийского выступа Анабарского плато. Структурно-аномальное поднятие СЗ Сибирской платформы (коричневое на рис. 28) осложнено молодыми сбросовыми уступами высотой 400–500 м, отделяющими палеозойско-триасовый блок Путорана с отметками около 1600 м от мезо-кайнозойской депрессии Северо-Сибирской низменности с отметками порядка 100 м абс. высоты (зеленый верх рис. 28).

Продолжающееся молодое поднятие плато Путорана очерчено радиальной сеткой глубоких каньонообразных долин по трещинам растяжения растущего купола. Вероятное объяснение этой неотектонической структуры следует искать в различиях мощности главных ледниковых покровов – минимальной на севере Среднесибирского плоскогорья против самого толстого льда в соседних осадочных бассейнах. Более мощный лед, который глубже всего продавил Северо-Сибирскую и север Западно-Сибирской низменностей, вызвал компенсационные поднятия Урала и плато Путорана (Астахов, 2019).

5.2. Долины и озера Среднесибирского плоскогорья

Огромное аструктурное поднятие плато Путорана сложено переслаиванием полого залегающих продуктов катастрофических извержений раннего триаса (базальтов и туфов) до 1 км мощностью с силлами и некками долеритов. Мелкие формы рельефа в основном структурно-денудационные, т. е. происходят от селективной эрозии. Мезоформы представлены плоскими столовыми горами и крутыми лестницами внутридолинных пластовых ступеней, отражающих чередование магматических и осадочных пород (рис. 29, 30). Извилистые гряды долеритовых даек и конусы потухших вулканов по мере снижения плоскогорья к ЮВ постепенно выделяются над утоняющейся серией базальтов, туфов и осадочных пород.

Первое, что бросается в глаза при взгляде сверху – это сеть радиально расходящихся от центра плато Путорана крутосклонных долин, частично заполненных глубокими вытянутыми озерами (рис. 28). U-образные долины глубиной 600–1000 м со множеством цирков заметно модифицированы ледниковой эрозией, нередко взаимосвязаны, а на западе местами взаимно пересекаются (рис. 29).

Глубина продолговатых озер растет к СЗ вместе с ростом поднятия. Озера часто подпружены гравийно-галечными или грубо валунными

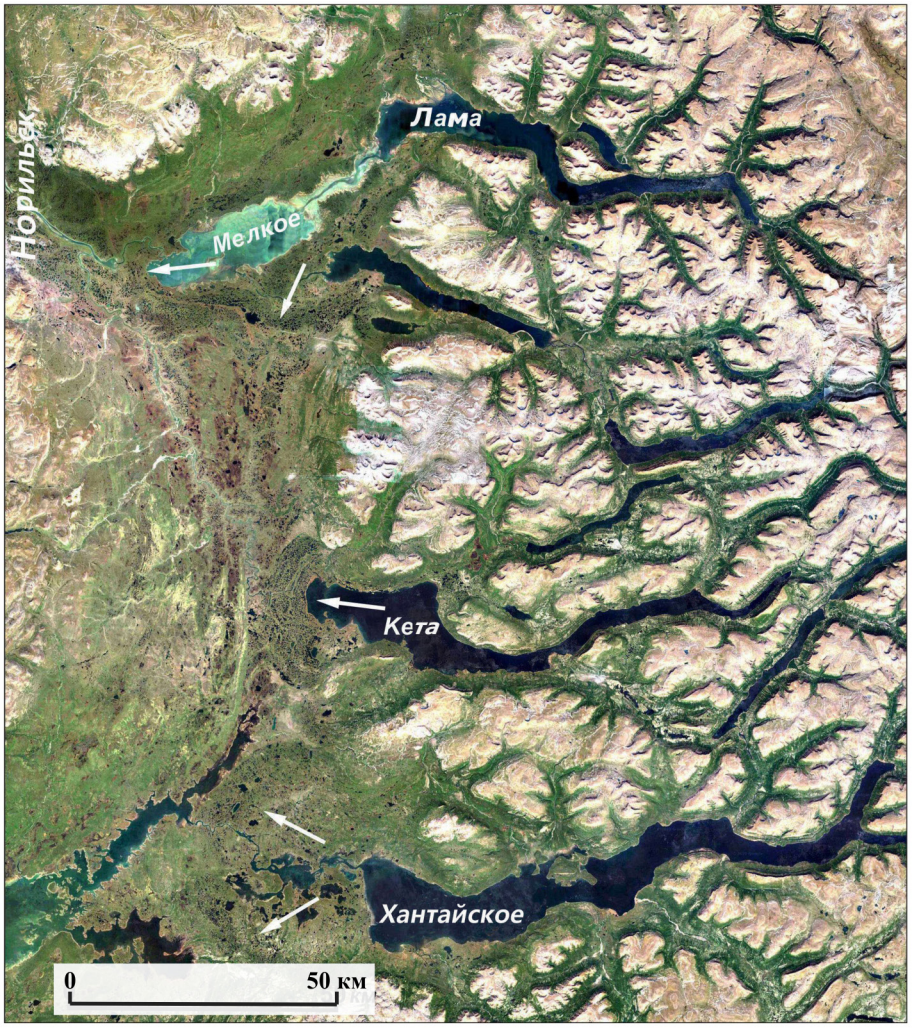


Рис. 29. Космоснимок норильских морен, подпруживающих фьордовые озера западной Путораны. Белые стрелки – ледниковые потоки, установленные по рисунку морен. Плоские безлесные вершины имеют отметки 1000–1300 м.

Fig. 29. Satellite image of Norilsk moraines damming fjord-like lakes of western Putorana. Arrows indicate ice streams inferred from morainic pattern. Flat treeless plateaus are at 1000-1300 m a.s.l.

диамиктами конечных морен. Парагенез ледниковых озер и моренных дамб типичен для Среднесибирского плоскогорья, судя по разрезам ленточных глин до 100 м мощностью, описанных в нескольких расходящихся долинах. Удлиненные озера зачастую служат истоками рек и дренируются в противоположных направлениях. На плато Путорана насчитывается более 22000 озер, заполняющих узкие троги с бесчисленными водопадами.

Главные суженные озера в крутых берегах располагаются в самой высокой СЗ части плато. Это озера Лама (длина 80 км), Глубокое (45 км), Кета (94 км), Хантайское (100 км), все не шире 10 км. Их облик малых норвежских фьордов (рис. 30) усиливается их угловатой конфигурацией в соответствии с основной системой трещин и их глубиной: Лама 300 м, Кета 180 м, а Хантайское даже 420 м. Они образуют второй по значению источник чистой пресной воды в России после оз. Байкал. С отметками уровня воды в этих озерах 45, 85 и 85 м соответственно, их днища находятся в 200–300 ниже уровня моря.

Изначально эти озера были еще глубже до отложения донных осадков мощностью около 60 м (по геофизическим данным). Следовательно, эти и подобные озера на западном скате плато Путорана, скорее всего, образованы глубокой ледниковой эрозией, как и норвежские фьорды. Крутые скалистые уступы вдоль этих линий, вероятно, связаны с активацией системы разломов при неоднократном приложении ледниковой нагрузки в плейстоцене. Скорость современного поднятия

(а)



(б)



Рис. 30. Ледниковые ландшафты плато Путорана, Средняя Сибирь: (а) – оз. Глубокое в ледниковом троге 900 м глубиной, впереди справа – лавовые ступени; (б) – ледниковые холмики во вторичном троге на 500 м абс. высоты (69° с. ш. 91° в. д.). На заднем плане эродированное ледником базальтовое плато ~1000 м абс. высоты (фото А. Антонова).

Fig. 30. Glacial landscapes of the Putorana Plateau, Central Siberia: (a) – Lake Deep in a 900 m deep glacial trough, with lava steps in front to the right; (б) – glacial mounds in a secondary trough at an altitude of 500 m (69° N 91° E). In the background is a basalt plateau eroded by a glacier, approximately 1000 m (photo by A. Antonov).

плато близка к значениям северной Скандинавии и видимо имеет то же гляциоизостатическое происхождение. Свежие тектонические уступы, местами секущие молодые ледниковые формы, вероятно, являются источниками голоценовой сейсмичности (Максимов, 1970).

Фьордовый облик глубоких трогов западной Путораны подчеркнут их выраженной лесозащитной функцией: граница леса поднимается к востоку от ~100 м у Норильска от до 500 м у восточных концов озер Кета и Хантайское. Это означает существенное улучшение геоботанических условий на расстоянии всего 1° долготы. Еще один эффект фьордового ландшафта – резкая смена геокриологической ситуации: мерзлоты нет под большими озерами, но она достигает 1000–1100 м мощности под соседними базальтовыми плато, крутые скаты которых способствуют глубокому промерзанию сбоку (Геокриология..., 1989б).

Ледниковое происхождение глубоких вытянутых озер подчеркнуто хорошо выраженными подковообразными конечными моренами, блокирующими западные концы озер (рис. 29). Плоские моренные гряды, усеянные бесчисленными гляциокарстовыми озерками, слишком малы чтобы удержать весь материал, вынесенный ледниками из глубоких трогообразных фьордов. Конечные морены зачастую состоят из хорошо окатанного галечника без крупных глыб местных основных пород. Такие мелкообломочные морены, вероятно, происходят из переотложенного ледниками древнего флювиогляциала, который ранее укрывал склоны трогов, развивавшихся в течение нескольких четвертичных оледенений.

Днища глубоких трогов представляют самый нижний уровень ледниковой эрозии и аккумуляции на Путорана. Глубокие троги, моделированные эрозией быстро двигавшихся по уклону выводных ледников, содержат в основном материал каменистых диамиктов с многочисленными блоками магматических траппов и палеозойских карбонатов. Верхний уровень виден в форме плоских базальтовых вершин 1000–1100 м абс. высоты, оглаженных льдом, но обычно лишенных гляцигенных отложений. Промежуточный уровень представлен малыми долинами притоков, которые нередко заполнены моренным материалом, заброшенным вверх по течению ответвлениями магистрального ледника. Все уровни прежней ледниковой деятельности можно видеть на фотографиях рис. 30.

5.3. Ледниковые аккумуляции Среднесибирского плоскогорья и окрестностей

Ледниковая аккумуляция в основном проявлена в подковообразных грядах, часто перегораживающих глубокие долины. Плоские столообразные плато, в основном лишенные ледниковых отложений, местами моделированы мелкими диамиктовыми холмиками и грядами, образующими прерывистые концентрические цепи вокруг высших пунктов СЗ Среднесибирского плоскогорья и вокруг Анабарского плато. Такие цепи воспринимаются ка признаки бывших ледниковых покровов норвежского типа, формировавшихся во время ледниковых эпох вокруг обширных скалистых плато.

На Среднесибирском плоскогорье известны четыре концентрических пояса ледниковых аккумуляций. Два южных пояса на всех обзорных картах относятся к отдельным среднеплейстоценовым оледенениям, хотя стратиграфических доказательств межледниковий либо мало, либо нет вообще. Среднеплейстоценовый возраст южных поясов аргументируется тремя речными террасами, врезанными в южные аккумуляции, и сработанным рельефом прерывистых моренных гряд, покрытых солифлюкционными плащами. Два северных пояса аккумулятивных форм, которые нормально приписываются позднеплейстоценовым оледенениям, более выдержаны по простиранию и выглядят свежее, состоят из более крутых диамиктовых холмиков с многочисленными разделяющими озерами (Архипов и др., 1976).

Редкие гляцигенные отложения на плоских вершинах, образующие разрозненные моренные гряды, контрастируют с мощными песчаными озерными и флювиогляциальными аккумуляциями в глубоких долинах. Скудный объем ледниковых отложений на междуречьях обусловлен слабым сопротивлением ледниковой эрозии отполированного субстрата из мафических магматических и палеозойских осадочных пород. Ледниковый лед мог без затруднений скользить вниз по склону по отшлифованным базальтовым скалам, производя минимум абразионной работы и брекчированного материала, тогда как в Западной Сибири более толстые и примерзшие ледники вязли в рыхлом субстрате, неизбежно оставляя мощные гляциотектонические сооружения. В этом отношении не многолетнемерзлое основание, а скальный тип субстрата выглядит решающим фактором объема и характера ледниковой аккумуляции.

Общая мощность разрозненных четвертичных аккумуляций обычно 20–30 м. Они чаще всего сконцентрированы в долинах и на плато до 500–600 м абс. высоты, тогда как высокие плато, как правило, представлены голыми базальтами с редкими эрратическими валунами. Однако на ЮЗ и СВ окраинах Путоранского ледникового щита буровые профили вскрывают местные впадины

с мощными четвертичными разрезами. На СВ это Муруктинская депрессия (MD на рис. 15, 67.5–68° с. ш. 101–103° в. д.), где пять диамиктовых пластов с межморенными озерными и флювиальными отложениями образуют четвертичную серию мощностью более чем 160 м (Бардеева, 1986). Поверхность этой депрессии на 250–260 м абс. высоты сложена верхненеоплейстоценовыми озерными глинами и алевритами мощностью около 50 м.

На ЮЗ Среднесибирского плоскогорья вблизи границы максимального оледенения четвертичный покров аналогичной мощности вскрыт скважинами в Усас-Дулькуминской депрессии (UD на рис. 15, 62°10'–62°30′ с. ш. 91°20′ в. д.). В этом профиле основная морена максимального оледенения имеет мощность 70 м (Архипов и др., 1976), вероятно, за счет гляциотектонического наращивания разреза.

Важно, что повышенные мощности гляцигенной серии обнаружены вдоль флангов Путоранского ледникового покрова, где он сливался с более мощным льдом низменностей, тангенциально нажимавшим с севера. Путоранский лед, очевидно, был тоньше даже в среднем неоплейстоцене, о чем нетрудно догадаться по вторжению западносибирского льда на Среднесибирское плоскогорье выше 600 м абс. высоты (рис. 14). Судя по этому профилю, поток чуждого льда с запада был не тоньше 700 м, чтобы суметь транспортировать западносибирские обломки на г. Бол. Тундровую, 90.5° в. д., т. е. приблизительно на 130 км восточнее их коренного источника (BT на рис. 15).

Концентрическая плановая структура сохраняется двумя самыми северными моренными поясами плато Путорана, относящимися к позднеплейстоценовому ледниковому циклу (Четвертичные оледенения..., 1987). Лучше всего изучены онёкские морены, образующие на западе почти непрерывную цепь холмисто-озерных образований на базальтовых столовых горах севернее р. Ниж. Тунгуски (On на рис. 15). Сливающиеся моренные петли с многочисленными малыми озерами также отмечают СЗ и СВ края Путоранского ледникового покрова норвежского (плоскогорного) типа с малыми выводными ледничками, которые в позднем неоплейстоцене сбрасывали свои морены на соседние равнины.

Формы ледниковой аккумуляции в Средней Сибири морфологически более выразительны по сравнению с западносибирскими. Общим для обеих древнеледниковых стран является реликтовый глетчерный лед, нередко залегающий в основании арктических моренных разрезов. Однако в целом разница в наборе форм велика. Озы, флютинг, друмлины и другие проявления глыбового скольжения по мокрому ложу практически отсутствуют к западу от Енисея. Вместо них там преобладают ледниковые отложения повышенной мощности с гляциотектоническими скучиваниями, камовые плато, плоские озерные равнины и развеянные зандры. Для Западной Сибири особенно характерны мощные тонкозернистые диамикты, отложенные толстыми загрязненными льдам в мерзлом состоянии (Astakhov et al., 1996).

Напротив, в Средней Сибири U-образные долины, расходящиеся по радиусам из Путоранского центра оледенения и глубоко врезанные в скальный субстрат, местами перегорожены каменистыми моренными дугами. Они сопровождаются отшлифованными, исцарапанными, флютинизированными и друмлинизированными поверхностями, иногда озами и флювиогляциальными конусами (Архипов и др., 1976). На восточном берегу Енисея уже наблюдаются такие типичные признаки скольжения ледника по мокрой подошве как булыжные мостовые и курчавые скалы (Астахов, Файнер, 1975).

Следы мокрого ложа против признаков приморженной подошвы на той же широте ясно указывают на разницу между скольжением вниз по уклону в условиях жесткого субстрата Средней Сибири и медленным тектонизированным перемещением всей пары лед–мерзлота вверх по уклону в Западной Сибири. Отчетливую индикацию второго процесса дают огромные гляциотектонопары при отсутствии следов последовательного отступания фронта льда западнее долины Енисея (рис. 18). Напротив, языковые бассейны и петли конечных морен в Средней Сибири, особенно на п-ове Таймыр, указывают на прерывистое, с задержками, но последовательное отступание ледникового фронта по скандинавской модели, не похожего на типичную для Западной Сибири медленную ареальную дегляциацию с очень редкими примерами отступания фронта льда.

Языковый рисунок расчлененного фронта льда с озами и друмлинами можно повсюду найти уже по правобережью Енисея (рис. 21, 22), который является границей между Западной и Средней Сибирью. Этот рисунок совпадает с минимальной мощностью мезозойско-кайнозойского чехла и аномально низкой мощностью мерзлоты вдоль Енисея, способствовавшей мокрому базальному скольжению направлявшихся на юг ледниковых потоков. Доминировавшее меридиональное направление потоков льда вдоль Енисея очевидно из широтного простирания самых молодых конечных морен и доминантных пиков меридиональной массовой ориентировки измеренных удлиненных галек (Сухорукова, Гайгалас, 1986; Astakhov, Isayeva, 1988).

Существенно, что выводные ледникам нигде не удавалось далеко проникнуть на равнины от краев Среднесибирского плоскогорья. Вдоль Енисея такие ледники ассимилировались более мощными ледниковыми потоками, направленными к югу от основного Карского центра оледенения (рис. 2). Даже без помех со стороны карского льда путоранский лед смог независимо произвести только узкий шлейф или веер из моренных дуг на Северо-Сибирской низменности не далее 30 км от северного уступа плато (Pp на рис. 15).

Этот факт подтверждает скромную роль относительно тонкого Путоранского покрова в динамике древнего оледенения Сибири. Важность этого центра оледенения в литературе часто преувеличивалась из-за бросающихся в глаза валунов очень крепких, многократно переотложенных путоранских долеритов. Такие эрратические камни, рассеянные по всему северу Западной Сибири, производят особое впечатление, так как легко опознаются даже неподготовленным наблюдателем (Astakhov, 2004).

5.4. Ледниковые образования Таймыра

Ситуация отличается на Таймыре, изобилующем ледниковыми формами, в основном карского, в меньшей степени, Среднесибирского происхождения. Только на востоке гор Бырранга, 1000–1100 м абс. высоты (Ve на рис. 2) сохраняются следы горно-долинного оледенения, включая мелкие современные леднички. Здесь вдоль гор Бырранга закартированы крупнейшие в Евразии пояса конечных морен ЗЮЗ–ВСВ простирания, не имеющие отношения к местному горному оледенению. Два крайних к югу пояса в Северо-Сибирской низменности состоят из отдельных аккумулятивных гряд Урдахской и Сампесинской. Они достигают 60–100 м высоты над соседними озерными депрессиями или 150–160 м абс. высоты. Они построены из диамиктонов и флювиогляциальных песков эрратическими обломками, перенесенными с севера Таймыра через хребет Бырранга (Антропоген...1982). Южные гряды перекрываются межледниковой морской толщей с аркто-бореальной фауной и потому должны относиться к среднеплейстоценовому оледенению (Möller et al., 2015; Astakhov et al., 2016).

Самые выразительные гряды представляют два северных краевых пояса. Главный и самый массивный пояс занимает осевую часть Северо-Сибирской низменности вдоль 72° с. ш. на отметках 200–250 м (Vs на рис. 2). Этот барьер, прорванный лишь двумя речными долинами, тянется в СВ направлении почти непрерывно около 800 км (рис. 15). Он состоит из сближенных цепей, именуемых Джангодской, Сынтабульской и Северо-Кокорской грядами (J, S, K соответственно на рис. 15). В целом JSK (Möller et al., 2015) – это извилистый вал высотой до 100–150 м и шириной 30 км. В нем различимы параллельные гряды напорных морен, увенчанные камовыми террасами и в целом отражающие стабильное положение спрямленного фронта льда. В его восточном конце он имеет более сложную плановую конфигурацию из-за нагромождения моренных петель общей шириной до 50 км. По данным геофизических съемок мощность четвертичного покрова здесь достигает 200 м (Антропоген..., 1982).

Самый северный пояс представлен разрозненными моренными петлями, четко отрисовывающими лопастную структуру ледникового края. Эта цепь напорных морен следует от р. Пясины к СВ через наиболее выразительные гряды краевой системы Мокоритто (рис. 31) и морены Байкуранёра у оз. Таймыр в предгорьях хр. Бырранга (Антропоген..., 1982; Möller et al., 2015). Эта цепь Мёллером и др. (2015) обозначена как Верхнетаймырская Краевая Зона (UTIMZ). Она короче и шире, чем пояс JSK. Ее сложная лопастная структура указывает на более тонкий, но более мобильный край ледника во время его отступания.

UTIMZ не имеет прямой связи с близлежащим низкогорьем хр. Бырранга 500–600 м абс. высоты, поскольку плоские западно-центральные вершины гор независимо отшлифованы и исцарапаны мощным аллохтонным льдом. Давно известно, что к югу от Бырранга, даже в районе Норильска, валяются гранитные валуны, принесены мощным льдом с Карского побережья (Сакс, 1953). Современные исследования подтверждают, что и Таймыр, и Северная Земля были нагружены самым толстым ледниковым щитом среднего плейстоцена с центром на Карском шельфе. В западных Бырранга отсутствуют альпийские цирки и троги, способные произвести моренные петли шириной в 50 км (рис. 31). А непосредственно к северу от морен Мокоритто в горах видны несколько разрозненных останцов исштрихованных палеозойских пород немногим более 300 м абс. высоты. Крупные моренные петли позднего неоплейстоцена могли происходить только от ледниковых потоков Карского щита, которые сливаясь с более тонкими путоранскими ледниками, формировали Енисейский ледниковый поток вдоль западного края Средней Сибири (рис. 2).

Субконцентрическая лопастная система Мокоритто ясно указывает на фронтальное отступание края льда, чего почти никогда не наблюдается в Западной Сибири. Здесь это, вероятно, происходило из-за свободного скольжения льда вниз по

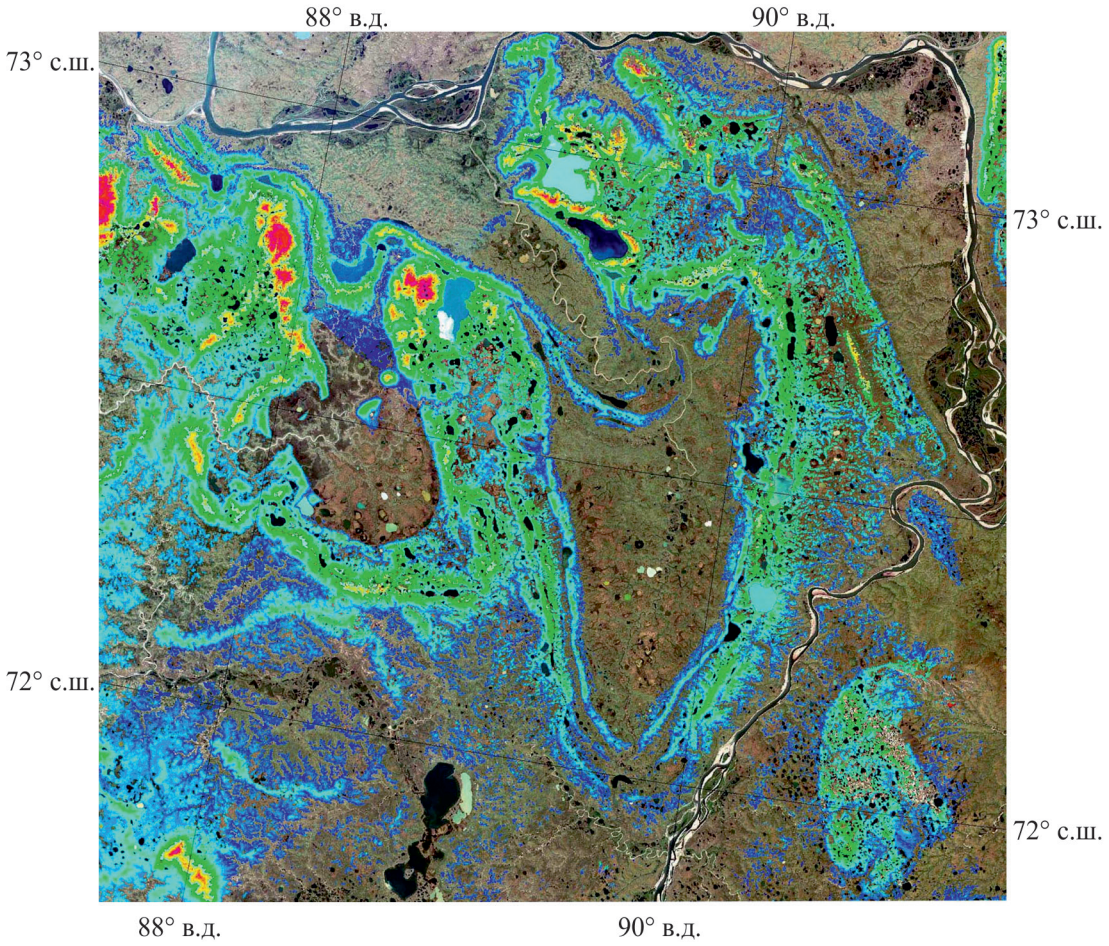


Рис. 31. Конечно-моренная система Мокоритто вдоль р. Пясины, западный Таймыр (см. 6 на рис. 2; см. M на рис. 15), отражающая лопастной характер позднеплейстоценовых ледниковых потоков Карского ледникового щита. Космический снимок в ложных цветах (Möller et al., 2015).

Fig. 31. Mokoritto ice-marginal system along river Pyasina, western Taimyr (6 in fig. 2, M in fig. 15) indicating lobate margin of Late Pleistocene ice stream of Kara shelf glacier. Satellite image in false colours from (Möller et al., 2015).

скалистому скату гор Бырранга. Южный уклон отшлифованного субстрата облегчал глыбовое сползание всей ледяной массы по созданной трением мокрой подошве. Что и было наиболее благоприятным обстоятельством для фронтального отступания с формированием тонко лопастного края льда.

Ортогональная система долинных ледников описана только на крайнем востоке гор Бырранга (Ve на рис. 2). Некоторые троги до сих пор являются убежищем для современных ледничков длиной до 5 км. Позднеплейстоценовые долинные ледники оставили заметный моренный шлейф на восточном подножье горной страны с концентрически его окаймляющими мелкими ледниковыми грядами (Антропоген..., 1982).

Некоторые вершины несут криопланационные террасы (Demek, 1969), из чего следует, что они не подвергались оледенению, по крайней мере, с позднего неоплейстоцена. Другие перигляциальные явления представлены мерзлотными полигонами с толстыми ледяными жилами, которые изобилуют на рыхлом осадочном покрове Северо-Сибирской низменности, и единичными гидролаколлитами высотой до 30 м (Геокриология..., 1989б).

5.5. Возраст последнего оледенения

Возраст главной стадии последнего оледенения Средней Сибири в 1970-х гг. приписывался MIS 2 на основании нескольких радиоуглеродных дат, полученных традиционным способом по крупнообъемным пробам органики из подморенных слоев (Исаева и др., 1976; Антропоген..., 1982; Бардеева, 1986). Однако впоследствии от этих дат пришлось отказаться, как чересчур молодых на основании современного датирования разрезов

на Енисее (Астахов, Назаров, 2010; Svendsen et al., 2004; Astakhov, 2006, 2013). Главную стадию таймырского оледенения, оставившего пояс краевых морен JSK (Vs на рис. 2), теперь относят к 80–90 тыс. л. н., базируясь на многочисленных OSL, ESR и радиоуглеродных датах из перекрывающих осадков, включая мерзлые трупы мамонтов (Svendsen et al., 2004; Möller et al., 2015).

На территории последнего оледенения п-ова Таймыр и Норильского района крупные ледниковые озера (Левинсон-Лессинга, Таймыр и Лама) содержат мощные донные илы и варвы. Эти тонкозернистые серии указывают на стабильное осадконакопление со скоростью ~0.7 мм в год. Принимая неизменность этого процесса, уже в 1990-х гг. было ясно, что дегляциация началась не позже 30 тыс. л. н. (Ebel et al., 1999).

Ключевой эксперимент был выполнен бурением донных осадков мощностью 45 м в крупнейшем и самом глубоком (до 120 м) оз. Левинсон-Лессинга на 74.5° с. ш. с толщей донных илов до 135 м. Опробованная осадочная колонна дала 10 AMS ^{14}C and 7 OSL дат. Самая древняя ^{14}C дата ~53 тыс. л. н. на глубине 33 м поддержана палеомагнитными экскурсами Mono и Laschamp на глубинах 21 и 25 м. Это значит, что ледниковый ландшафт в центре горного Таймыра был свободен ото льда как минимум последние 62 тыс. лет (Lenz et al., 2022).

Нужно отметить, что небольшие дуги конечных морен вдоль северного уступа плато Путорана (Pp на рис. 15) на западе незаметно сливаются с отложениями направленных на юг ледниковых потоков, но никогда их не перекрывают. Следовательно, путоранские предгорные ледники не могут быть моложе последнего ледникового надвига с шельфа через п-ов Таймыр.

Сравнительно древний возраст последнего ледникового надвига (Svendsen et al., 2004) был неоднократно установлен геохронологическими исследованиями на п-ове Таймыр и на его северном продолжении арх. Северная Земля, которые дали множество OSL и ^{14}C AMS дат. Они подтвердили очень скромный размер последних плейстоценовых ледников, соответствующих MIS 2, на равнинах Северной Земли, что уже давно предполагалось на основании ^{14}C дат 19–25 тыс. лет из мамонтовых костей рассеянных по равнинам вокруг современных ледников (Макеев и др., 1979). Осадочный комплекс предшествующего покровного ледника срезан морскими террасами высотой 30–40 м с ЭПР датами 20–33 тыс. л. н. и ^{14}C датами 37–50 тыс. л. н. (Möller et al., 2007). Такие же террасы картируются и на северном побережье Таймыра, тогда как поднятые голоценовые берега там отсутствуют. Соответственно, поверхностные морены относятся к интервалу 60–90 тыс. л. н., что поддержано OSL датами из озер во многих местах Таймыра и Северной Земли (Möller et al., 2015).

6. СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ

6.1. Общая ситуация

Северо-Восточная Сибирь – это главным образом гористая страна, включающая обширные низменности и арктические острова. Поверхностное оледенение оставило отчетливый отпечаток в основном на горах, тогда как низменности и многие холмистые территории подвергались подземному оледенению, иначе именуемому многолетней мерзлотой. Главные гляциально модифицированные орографические единицы указаны римскими цифрами на рис. 2: 1) Верхоянский хребет – компактная горная цепь длиной ~1200 км и высотой до to 2400 м (VII); 2) Хребет Черского, состоящий из нескольких параллельных цепей, включая Улахан-Чистай с высочайшей вершиной Северо-Востока пиком Победа высотой 3000 м (VIII); 3) Хребет Сунтар-Хаята с рядом вершин более 2900 м высоты (IX); 4) Колымское нагорье до 1900 м абс. высоты, служащее региональным водоразделом (X); 5) Анюйское нагорье, включающее хребет до 1700 м высоты и плато до 1100 м высоты (XI); 6) Чукотское нагорье, тоже скромной высоты (XII).

Разнообразие ледниковых ландшафтов этих горных систем частично связано с различием высот, но во многом из-за разной близости к муссонной области тихоокеанского побережья. Если дальневосточные области (X, XI и XII на рис. 2) имеют годовую сумму осадков более 500 мм, то внутренние районы (VII, VIII) получают только от 150 до 350 мм осадков в год. Это распределение близко коррелирует с площадью плейстоценового оледенения, максимальной на востоке.

Другая часть суши занята заозеренными приморскими равнинами, раскинувшимися на 1200 км вдоль побережья Ледовитого океана. Это Яно-Индигирская и Колымская низменности, широкими заливами вдающиеся до 700 км на юг в гористую сушу вдоль великих рек (рис. 2). Эти алевритистые и льдистые равнины являются важнейшим архивом перигляциальной истории и биотических остатков, поскольку никогда не подвергались ледниковой эрозии.

6.2. Арктические острова

Наиболее удаленная равнинная территория представлена Новосибирскими о-вами, протягивающимися за 76° с. ш. В плейстоцене они были частью приморской равнины, и от нее отрезаны только в ходе голоценовой морской трансгрессии. Острова открыты в XVIII столетии русским купцом

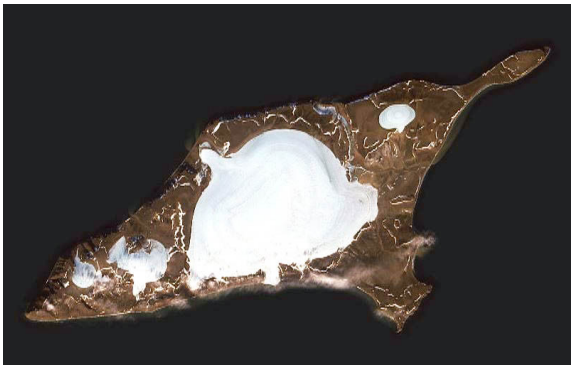


Рис. 32. Космоснимок о-ва Беннет длиной 28 км, покрытого живыми ледниками до 170 м толщиной (белые пятна), 76°44′ с. ш. 149° в. д. (Verkulich et al., 1992).

Fig. 32. Satellite image of Bennett Island 28 km long capped by live glaciers up to 170 m thick (white blobs) at 76°44′ N, 149° E (Verkulich et al., 1992).

Ляховым, имя которого получила южная часть архипелага (рис. 2). Острова – это по большей части плоские участки в 30–50 м над у. м., сложенные четвертичными отложениями с массой подземного льда. Однако останцы палеозойского субстрата высотой 200–370 м имеются на западном о-ве Котельном и на миниатюрных о-вах Де Лонга севернее 76° с. ш., где на о-ве Беннета известна высшая точка архипелага 426 м (BI на рис. 2). Этот остров поддерживает современный ледничок толщиной 170 м (рис. 32), угнездившийся на останце базальтового плато (Verkulich et al 1992).

Парадоксально, но наименее доступная часть СВ России содержит наиболее реальное свидетельство плейстоценового оледенения в виде стратиформных залежей массивного льда мощностью до 35 м, несущего все признаки ледникового происхождения (Тумской, 2012). На самом восточном о-ве Новая Сибирь пластовый лед срезан морской глиной с редкой арктической фауной, вероятно, межледниковой, и, следовательно, должен быть остатком средненеоплейстоценового ледника (Басилян и др., 2008). Этот возраст следует из стратиграфического положения ледяных пластов (рис. 33). Он подтверждается, хоть и не очень надежными, U/Th и OSL датами и костями средненеоплейстоценовых леммингов в дислоцированных ледником отложениях (Nikolsky et al., 2017). Этот древний лед, прослеженный вдоль берега на 1.5 км, перекрыт не только морской глиной с контактом обтаивания, но и еще одним ледяным пластом, вероятно, остатком поздненеоплейстоценового ледника (рис. 33). Реконструкция оледенения на рис. 2 учитывает также ледниковую штриховку и базальтовые валуны, перенесенные с о-вов Де Лонга. Яркое проявление работы мощного льда представлено складчато-надвиговыми нарушениями меловых и четвертичных пород на ЮЗ берегу о-ва Новая Сибирь (Басилян и др., 2008; Голионко и др., 2019).

6.3. Гористая суша

Наименее доступная и самая загадочная часть российской территории – крупнейшая горная система хр. Черского была открыта только в 1926 г. Горы слабо изучены, в основном, геолого-разведочными предприятиями и индивидуальными исследователями, более интересовавшимися биологией и археологией. Наличные геоморфологические описания, редкие геохронометрические и палинологические заключения не слишком надежны. Особенно сомнительны геохронологические интерпретации ледниковых ландшафтов. О древних оледенениях приходится судить по противоречивым оценкам старых обзоров (Четвертичные оледенения..., 1987; Arkhipov et al., 1986) и по редким современным статьям (Глушкова, Смирнов, 2021).

Стандартное геологическое картирование в масштабе 1:1000000 в Северо-Восточной Сибири, как правило, не давало карт четвертичных образований, обязательных для Европейской России. Приблизительные границы главных ледниковых стадий на рис. 2 по большей части взяты с цифровой Карты четвертичных образований Российской Федерации, масштаб 1:2500000 (https://vsegei.ru/ru/info/quaternary-2500/). Скорректированный вариант этой карты 2022 г. использован для грубой оценки территорий Северо-Восточной Сибири, занятых древними ледниками на рис. 2. Дополнительную ценную информацию дали недавние фотогеологические усилия британских исследователей по общей оценке выраженных в рельефе площадей плейстоценовых оледенений с помощью цифровых высотных моделей и спутниковых изображений конечных морен (Barr, Clarke, 2012).

Наиболее выразительную картину оледенения СВ гор дают их альпийские формы, т. е. многочисленные U-образные долины с лестницами цирков, разделенных аретами. Положение альпийских форм зависит от высоты снеговой линии, опускающейся от 2300–2400 м во внутренних горных системах хребтов Черского и Сунтар-Хаята до 1600 м и ниже в Чукотском и Корякском нагорьях вблизи Тихого океана. Современные ледники занимают положение выше изогипсы 2000 м в хребтах Черского и Сунтар-Хаята, которые местами возвышаются на 600–700 м над снеговой линией. Крошечные современные леднички, общей площадью 560 км^2 и не более 1 км^2 каждый, в основном заполняют глубокие цирки. Крупнейший современный

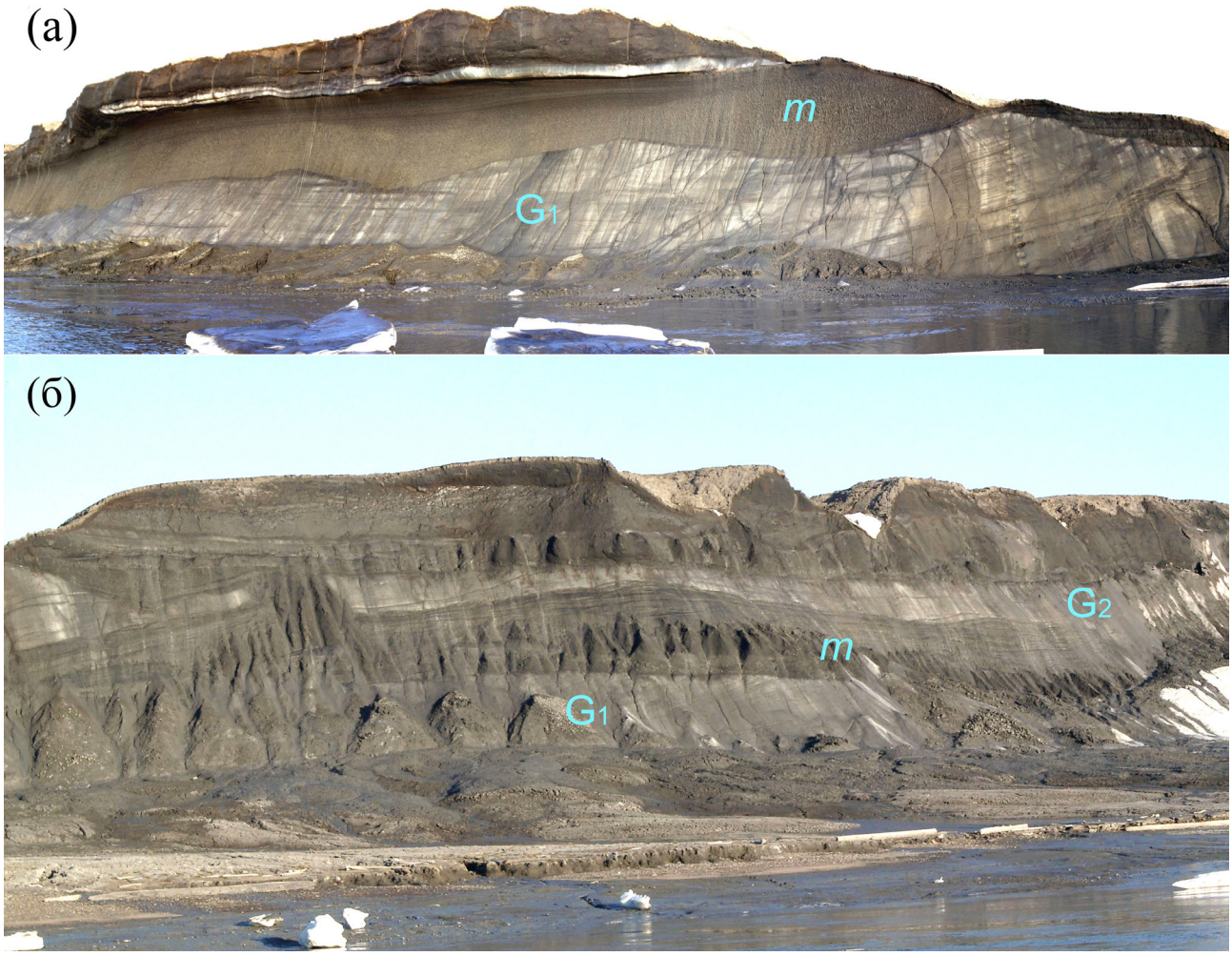


Рис. 33. Древнейшие ископаемые ледники в северных обрывах высотой 35 м самого восточного о-ва Новая Сибирь (см. рис. 2); (а) – среднеплейстоценовый ледниковый лед (G_1), перекрытый межледниковой морской глиной (*m*) с отчетливым контактом обтаивания; (б) – те же слои, что в (а), перекрытые еще одним пластом реликтового ледникового льда (G_2). Фото В. Е. Тумского.

Fig. 33. Oldest fossil glaciers in northern coastal bluffs 35 m high in eastern New Siberian Island (see fig. 2 for location): (а) – Middle Pleistocene glacier ice (G_1) overlain by interglacial marine clay (*m*) with distinct thaw contact; (б) – same strata as in (а) overlain by another sheet of fossil glacial ice (G_2). Photo by V. Tumskoy.

ледник длиной ~10 км известен в троге самой верхней части системы Черского (Ивановский, 1976). Он находится в хребте Улахан-Чистай рядом с высшей точкой горы Победа 3003 м абс. высоты вблизи точки 8 на рис. 2.

Преобладающие низкогорья и межгорные депрессии в зоне редких лиственничных лесов частично покрыты плейстоценовыми ледниковыми отложениями, но чаще несут только толстый чехол вечномерзлых коллювиальных и солифлюкционных отложений, спускающихся на террасы многочисленных рек.

Некоторые современные ледовые явления, эндемичные для крайне континентального климата территории, встречаются вдоль многих тальвегов нижнего орографического уровня. Это так называемые *наледи* (или тарыны, *якутск.*). Они образуются замерзанием выбросов напорной подземной воды, особенно обильной в таликах вдоль разломов и трещин в скальных породах. Наледи частично питаются талой ледниковой водой, просачивающейся сквозь флювиогляциальные галечники. Возможно, такова природа образования величайшей наледи Улахан-Тарын, длиной 26 км, толщиной 3–8 м и объемом 0.5 км^3, расположенной на р. Моме (рядом с точкой 8 на рис. 2) ниже по течению от некогда существовавшего крупного ледника в хр. Улахан-Чистай (рис. 34а).

Крупные ледяные тела существуют длительное время, хотя мелкие могут быть эфемерными,

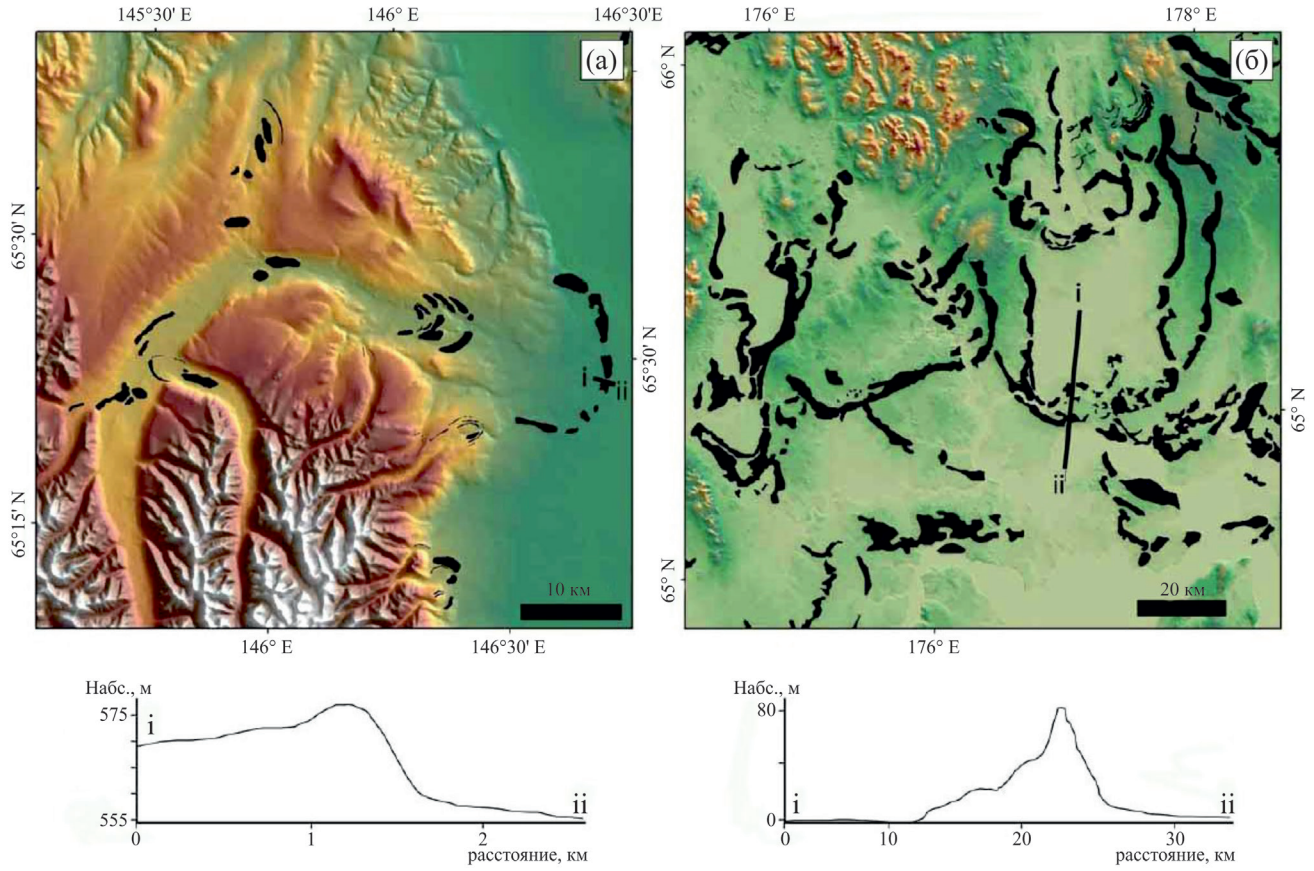


Рис. 34. Сравнение предгорных морен внутренних районов с приморскими по цифровым высотным моделям, спутниковые данные (Barr, Clark, 2012): (а) – мелкие моренные дуги в Момской межгорной депрессии на абсолютной высоте 500–700 м, оставленные плейстоценовым ледником у высочайшего пика Победа в хр. Улахан-Чистай системы хр. Черского (см. точка 8 на рис. 2); (б) – предгорная моренная система типа Маляспина на приморской равнине высотой 100–150 м у подножья хр. Пекульней (точка 9 на рис. 2), Чукотское нагорье, в 1800 км к востоку от района на рис. 36а (точка 7 на рис. 2).

Fig. 34. Comparison of piedmont moraines of inland and maritime areas in digital elevation models from satellite images (Barr, Clark, 2012): (a) – small morainic loops in Moma intramontane depression 500–700 m a.s.l. produced by Pleistocene glacier near highest Pobeda peak in Ulakhan-Chistai Range of Chersky mountain system (8 in fig. 2); (б) – large piedmont morainic system of Malaspina type on maritime flats 100–150 m a.s.l. on foot of Pekulnei range (9 in fig. 2), in Chukchi Uplands, 1800 km east from fig. 36a (7 in fig. 2).

исчезающими через несколько лет, затем возникающими снова. Известно 10000 этих специфических гляциологических объектов, занимающих площадь 14000 км^2, т.е. около 3.5% всей территории региона. Они содержат 30 км^3 воды (Алексеев и др., 2020). По наблюдениям автора, растаявшие наледи на низких речных террасах оставляют камовый микрорельеф, состоящий из крошечных песчано-гравийных холмиков высотой до 1 м, которые иногда можно спутать с настоящими камовыми плато. Мобильные наледи очень опасны для дорожной сети и поддержания инфраструктуры.

Плейстоценовые ледниковые формы занимают около половины всей площади региона. Согласно Воскресенскому (1984), свежие цирки и троги встречаются на высотах более 1300 м, тогда как старые сположенные цирки можно проследить до 900 м изогипсы. Троговые долины со ступенчатыми продольными профилями, шириной 1–2 км и глубиной в сотни метров повсюду рассекают горные массивы в бассейне р. Колымы. Они сформированы в несколько стадий, что видно по “плечам”, т.е. 2–3 эрозионным ступеням на параболических сглаженных ледниками склонах. Более высокие склоны декорированы молодыми паразитическими цирками и висячими долинами. В предгорьях ледниковые троги нередко сливаются, образуя отшлифованные скалистые прилавки. Типичные примеры ледниково-эрозионных ландшафтов наблюдаются в предгорьях высочайшего хребта Черского (рис. 35а).



Рис. 35. Ледниковые ландшафты на юге хр. Черского, абс. высота 2000–2500 м: (а) – подножья на высоте 1000–1100 м вокруг оз. Момонтай, 63.7° с. ш. 148° в. д. (фото С. Карпухина); (б) – оз. Джека Лондона, 62° с. ш. 149.5° в. д. (фото В. Рябкова). Курчавые скалы и четковидные озера в (а) оставлены предгорными ледниками. В (б) – ареты и карлинги в результате попятного отступания стенок цирков.

Fig. 35. Glacial landscapes of southern Chersky Mountains 2000–2500 m a. s. l.: (a) – foothills at 1000–1100 m a. s. l. around Momontay Lake, 63.7° N 148° E (photo by S. Karpukhin); (б) – Jack London Lake, 62° N 149.5° E (photo by V. Ryabkov). Ice-scoured rocks and rosary lakes in (a) are left by piedmont glaciers; arêtes or serrated mountain crests in (б) are resultant from bilateral retreat of cirque headwalls.

Другие признаки ледникового периода представлены эрратическими валунами, включая огромные гранитные блоки, рассеянные по низким плоским вершинам и шлифованным ледниками предгорьям на отметках ~500–600 м. Обычно их связывают с крупными ледниками среднего неоплейстоцена, которые предположительно формировали местные ледяные шапки и ортогональные системы долинных ледников. Высокогорные россыпи эрратических валунов местами прослеживаются вплоть до местных депрессий на 300–400 м абс. высоты, где гляцигенные серии, включая каменистые диамиктоны и грубые флювиогляциальные галечники, могут достигать мощности 200 м.

Наиболее надежная информация о размерах древнего оледенения доставляется системами

краевых морен, изобилующих в предгорьях всех горных хребтов. Они наиболее точно картируются по космическим снимкам, на которых они обыкновенно выглядят как серии соединенных сегментов. Крупнейшие моренные дуги, достигающие 53 км длины и 10 км ширины, встречаются в предгорьях и в межгорных впадинах (Barr, Clarke, 2012). Их контуры свидетельствуют о том, что прежние ледниковые массы на востоке простирались от гор до современной береговой линии и частью выдвигались на шельф, сбрасывая обломочный материал в Чукотское и Берингово моря.

Несмотря на существенные размеры таких ледников, распределение морен вокруг горных массивов указывает, что покровные ледники никогда не образовывались на суше Северо-Восточной Сибири. По (Arkhipov et al., 1986) все оледенения, включая среднеплейстоценовый максимум, были принципиально альпийского типа с ледниковыми шапками, цирками и долинными ледниками. Ортогональный характер крупнейших оледенений подтверждается широким распространением криопланационных террас, видимых на всех высоких вершинах и даже в предгорьях на высотах ниже 300 м (Demek, 1969). Плейстоценовая снеговая линия снижалась от 1300–1500 м во внутренних горных хребтах до 650–700 м в приморских районах, и даже до уровня моря вдоль Берингова и Охотского побережий и на арктических островах. Там ледники могли заполнять плоские восточные предгорья и даже спускаться на шельфы Берингова и Охотского морей.

6.4. Позднеплейстоценовая моделировка ледниковых ландшафтов суши

Все авторы дружно относят два последних, наиболее ярких моренных и водно-ледниковых преобразований ледникового ландшафта к началу позднеоплейстоценового цикла. Это раннее наступание молодых ледников, давно приписываемое MIS 4, наиболее обширное, ледники покрывали до 40% Северо-Восточной Сибири. Его аккумулятивные формы уже несколько сглажены, изменены эрозионными и перигляциальными процессами. В это время долинные ледники, местами длиной более 100 км, образовали ортогональную сетку в скалистых горах и выдвигались в межгорные депрессии и на предгорные равнины (рис. 3б).

Предположительно, все внутренние горные системы выше 2000 м поддерживали долинные ледники, а на приморском востоке снеговая линия спускалась до уровня моря. Ледники, спускавшиеся на осохший шельф, оставили конечные морены, теперь находящиеся в 25–40 м ниже уровня моря (Arkhipov et al., 1986). На приморских низинах Чукотки для MIS 4 реконструированы обширные предгорные ледники типа Маляспина (Глушкова, Смирнов, 2021). В приморских районах первое поздненеоплейстоценовое оледенение местами превышает площадь средненеоплейстоценовых ледников, что почти нереально для внутренних районов. Рисунок 2 не показывает средненеоплейстоценовое оледенение там, где его следы нельзя уверенно отличить от поздненеоплейстоценовых форм.

Ледниковые ансамбли второй стадии последнего оледенения, иногда называемые сартанскими моренами, имеют гораздо меньшие размеры и во внутренних районах редко достигают фронта гор. В это время долинные ледники уменьшились в 4 раза, но сохранили заметные цирковые лестницы (Arkhipov et al., 1986). Размеры ледников последней стадии позднего неоплейстоцена тоже возрастали в сторону Тихого океана.

Решающими являются площади ледников разного возраста. В 1970-е гг. максимальное распространение ледников даже в самых западном Верхоянском хребте приписывалось MIS 2 на основании традиционных радиоуглеродных дат. Однако после 1990-х гг. полезность таких дат была серьезно скомпрометирована. Альтернативные хронометрические методы, особенно OSL, используемые для корреляции ледниковых образований, предлагают другую хронологию.

Пять краевых морен закартированы в ледниковых долинах на ЮЗ Верхоянского хребта (точка 7, VII на рис. 2). Покровные отложения поверх плохо сохранившейся, наиболее удаленной внешней морены № 5 показали возраст ~140 тыс. л. н. методом IRSL (люминесценция, стимулированная инфракрасным излучением). Более молодая морена A younger moraine № 4 покрыта эоловым песком с датами 123±10, 110±8 и 107±10 тыс. лет (рис. 3б). Зандр от крупнейшей морены № 3 (до 380 м абс. высоты) дала IRSL возраст 87±7 тыс. лет. Гряда перекрыта эоловым песком с датами 92±6.5 и 48.5±4 тыс. лет. Самая юная моренная гряда № 1 имеет возраст более 50 тыс. лет. Морен возраста MIS 2 не обнаружено во всех трех изученных долинах (Stauch, Lemkuhl, 2010).

Эти данные указывают, что в Верхоянском хребте за крупнейшим оледенением предгорного типа, случившимся в среднем неоплейстоцене, последовало горно-долинное оледенение начала позднего неоплейстоцена. Новые даты не позволяют реконструировать существенное горное оледенение для так называемого LGM или MIS 2 (название морских геологов для самого низкого уровня моря 20–30 тыс. л. н.).

Интересно, что проявления крупнейшего и старейшего оледенения, зарегистрированные на

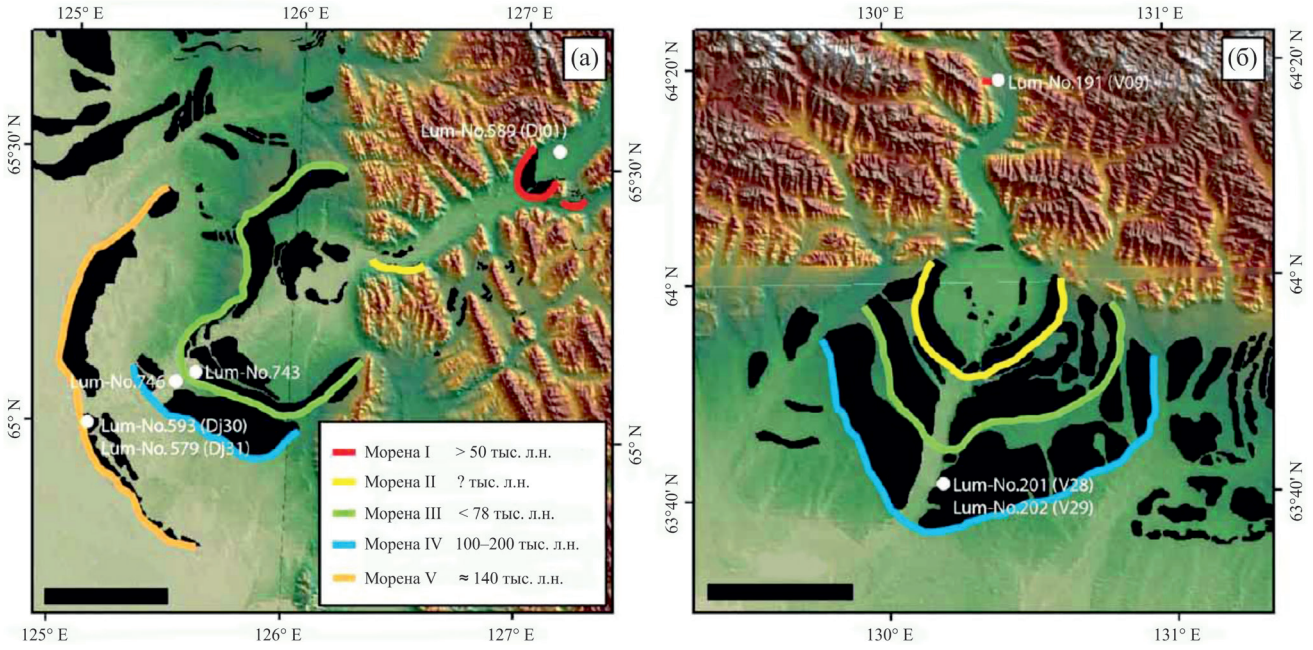


Рис. 36. OSL датирование конечных морен двух ледниковых трогов на юго-западном подножье Верхоянского хребта. Цифровая высотная модель по данным космической съемки (Barr, Clark, 2012); даты по (Stauch, Lemkuhl, 2010).

Fig. 36. OSL dating of end moraines of two glacial troughs at south-west foot of Verkhoyansk Range. Digital elevation models from satellite images (Barr, Clark, 2012); dates are by (Stauch, Lemkuhl, 2010).

западе и на крайнем севере региона, не показывают серьезного расширения в сторону Тихого океана. Единственный заметный ледниковый покров среднего плейстоцена реконструирован в Ледовитом океане (подраздел 6.2), а не на тихоокеанском побережье, где старые ледниковые формы в основном стерты более молодыми.

Напротив, поздненеоплейстоценовая ледниковая активность явно усиливалась в сторону тихоокеанской муссонной области. Эта закономерность иллюстрируется разницей размеров краевых комплексов высоких гор хребта Черского (рис. 34а, 8 на рис. 2) и морен низкого Чукотского нагорья вдоль берега Берингова моря (рис. 34б), 9 на рис. 2). Высочайшие (2500–3000 м) горы, из-за их внутриконтинентального положения и слабого осадконакопления, произвели только морену 20-метровой высоты и не далее 1.5 км от фронта гор (рис. 34а).

Еще одна попытка датирования ледников это огромной горной системы недавно предпринята на ее ЮЗ окраине измерением содержания космогенного ^{10}Be в валунах трех последовательно вложенных моренных гряд в 11 км от оз. Малык южнее гряды Оханга высотой около 2000 м над у. м. Эта ледниковая долина с дном около 1000 м, расположена сразу к западу от оз. Момонтай (рис. 35а), 63.5° с. ш. 147.7° в. д. Получено 22 даты с разбросанными возрастами, что объяснимо послеледниковыми поверхностными процессами и переотложением крупных валунов. Наиболее сконцентрированные значения возраста дают средние оценки 120.8±13.7 тыс. лет для древнейшей морены, 37.7±4.9 тыс. лет для средней морены и 13.8±2.2 тыс. лет для внутренней, самой поздней морены (Аржанников и др., 2024). Внешние формы предгорного оледенения (рис. 35а), очевидно, связаны со средним плейстоценом.

По контрасту, возвышенности в 1000–1300 м абс. высоты вблизи северных берегов Тихого океана показывают плотную сеть долинных ледников, сливающихся на прибрежной равнине в сплошной моренный шлейф с отдельными грядами до 80 м высоты (рис. 34б). Этот предгорный ледник типа Маляспина наступал на шельф Берингова моря приблизительно за 200 км от фронта гор. Он связан с ранним оледенением позднего неоплейстоцена, случившимся 44–46 ^{14}C тыс. л. н., как показывают даты из перекрывающих озерных отложений. Морены этой стадии уже несколько эродированы и несут тонкий чехол лёссовидных отложений (Глушкова, Смирнов, 2021).

Реалистическую оценку размера LGM оледенения в Северо-Восточной Сибири представили Barr and Clark (2012) (см. рис 5b в их работе). Морены времени LGM, незначительные в хребтах Верхоянском и даже Черского, более заметны

вблизи Тихого океана. Конечные морены высотой до 140 м имеют свежий облик, но протягиваются не далее 20 км от источника льда. Они обычно занимают ледниковые троги и не прослеживаются на предгорные равнины. Зандр и терраса с дистальной стороны краевой морены севернее пункта 9 на рис. 2 дали AMS радиоуглеродные возрасты 18.1±0.44, 13±0.4, 18.6±0.4 тыс. лет и конвенциальные ^{14}C возрасты ~16 и 21 тыс. лет (Brigham-Grette et al., 2003). Это привело авторов к заключению, что последнее альпийское оледенение ~20 тыс. л. н. в Чукотском нагорье имело очень скромные размеры. А во время предшествующего позднеплейстоценового наступания ледники простирались по долинам на 140 км далее. Морены крупнейшего среднеплейстоценового оледенения предгорного типа обнаружены современными геофизическими съемками на дне Берингова моря.

6.5. Подземное оледенение

Более половины Северо-Восточной Сибири никогда не подвергалось наземному оледенению. Тем не менее, печать ледникового века повсеместна, включая проявления подземного оледенения, иначе именуемого вечной мерзлотой. Сплошная мерзлота имеет мощность до 500 м на приморских равнинах и до 1000 м в горах. Современная мерзлота – продукт усиления континентальности климата, начавшегося в плиоцене, сохраняет много черт ледникового века, включая погребенные остатки среднеплейстоценовых ледников, описанных в подразделе 6.2. Раннеплейстоценовый возраст сибирской мерзлоты известен в основном из палеоклиматических интерпретаций ископаемых организмов и псевдоморфоз по ледяным жилам в древнейшей олерской свите (Геокриология..., 1989а).

Сохранившиеся проявления подземного оледенения, известные в ледяных обрывах, обычно относятся к позднему неоплейстоцену и иногда среднему плейстоцену (рис. 37а). Большая часть Северо-Восточной Сибири, никогда не подвергавшаяся поверхностному оледенению, представлена обширными Яно-Индигирской и Колымской низменностями. Они тянутся вдоль берегов морей Лаптева и Восточно-Сибирского, на 1200 км от дельты Лены до устья Колымы, т. е. от 130 до 162° в. д. (рис. 2). Их высотные отметки 30–60 м, максимум до 100 м в южных заливах. Эти низменности – в основном арктическая и типичная тундра с пятнами лиственничной тайги к югу от 70° с. ш.

Мезозойские породы основания низменностей покрыты 100–300 м слоем мерзлых четвертичных отложений. Их видимая верхняя часть, в стратиграфии именуемая едомной свитой (или точнее толщей), состоит из алевритов и мелких песков с торфянистыми линзами и криогенными почвами. Название “едома” старорусского происхождения, означающее, по мнению предыдущих исследователей, “едомая земля”, т. е. быстро и самопроизвольно отступающая под воздействием воды. Ее самая характерная черта – многочисленные жилы, клинья и ленты грунтового льда, составляющие иногда до 80–90% объема породы. По этой причине мерзлотоведы называют эту толщу “ледовый комплекс”. Пример строения едомы приведен на рис. 37а, где два уровня типичных едомных алевритов, проткнутых сеткой толстых ледяных жил, на поверхности поддерживают регулярную систему морозных полигонов.

Многие мерзлотоведы до сих пор полагают, что едомы являются продуктами аллювиальной аккумуляции, что не вяжется ни с обильными остатками ксерофильной биоты, ни с покровной структурой толщи, облекающей весь ландшафт от океанского побережья до 300 м абс. высоты, ни с общим криоаридным ландшафтным фоном последней ледниковой эпохи. Большинство геологов твердо уверены в принципиально эоловом происхождении гранулометрически однообразных едом, в чем еще более убеждает чуждый данной местности минералогический состав на фоне пылеватого состава и множество арктических почв, которые являются криопедолитами, сформированными органическим диагенезом принесенной ветром пыли, с норами грызунов (Томирдиаро, 1980; Péwé, Journaux, 1983; Astakhov 2014; Murton et al., 2015). На изначально субаэральный генезис едом прямо указывает их аллергическое неприятие водной среды, в которой эти отложения быстро растворяются и опять превращаются в пыль.

Едомы являются великим репозиторием перигляциальной биоты и ее генетического богатства, включая мамонтов и других тундростепных животных и растений, тысячелетиями сохраняющихся в мерзлом виде и неприкосновенности. Обильные органические остатки ясно показывают, что плейстоценовая высокотравная тундро-степь с безоблачными летними сезонами была биологически продуктивнее и гораздо благоприятнее для крупных травоядных, чем современная тайга, не говоря уже о мокрой тундре (Томирдиаро, 1980; Sher et al., 2005). Обильная мамонтовая фауна до их пор представляет один из важных источников дохода для местного населения, в том числе и как источник слоновой кости.

Чуждость льдистых едомных равнин водной среде видна даже при взгляде на простой аэроснимок, где запечатлен контакт едом с реками, озерами и наступающим морем. Летнее вытаивание мерзлой земли, особенно ледяных жил, ведет

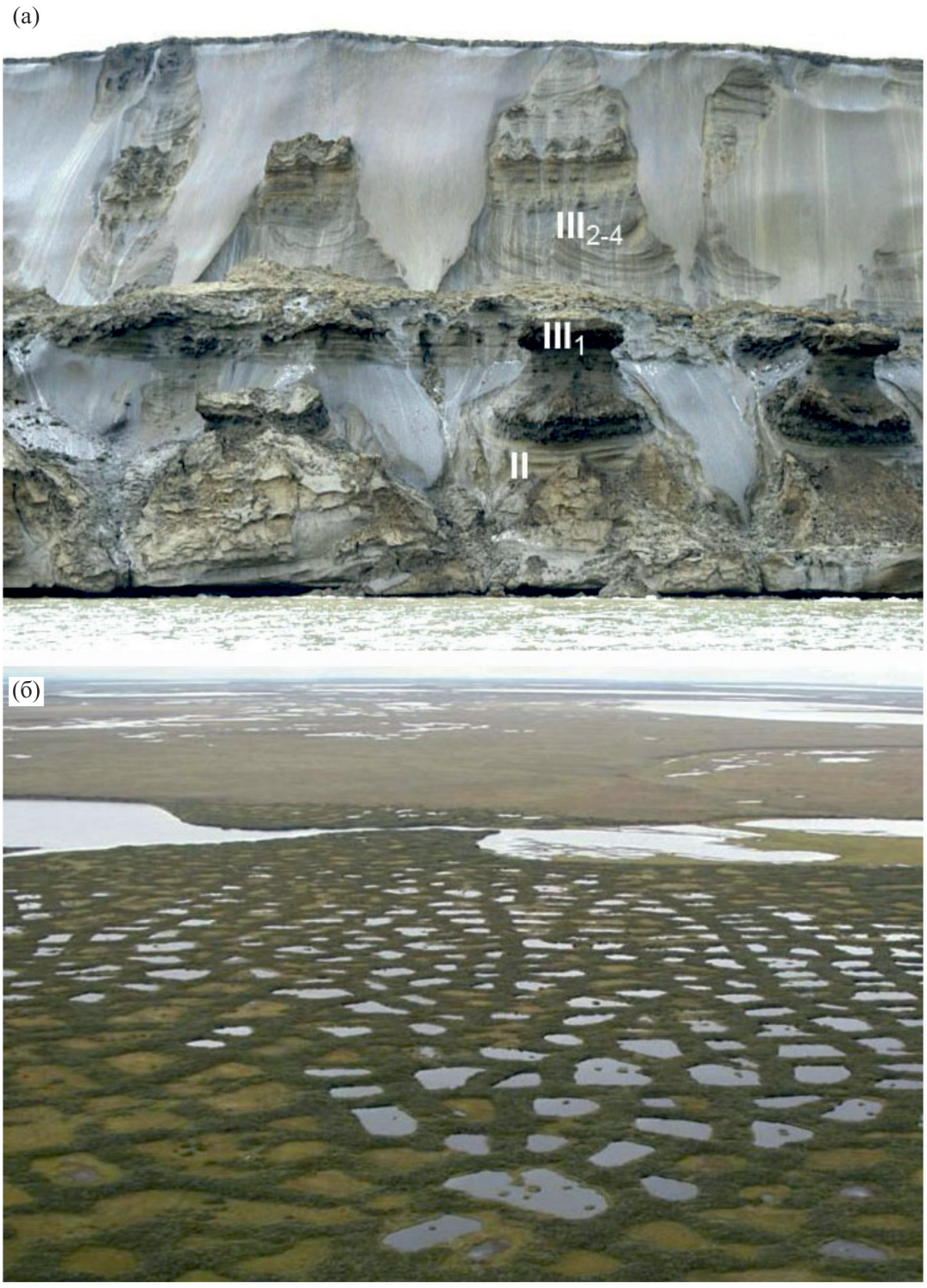


Рис. 37. Едомная толща в разрезе и в плане: (а) – двойная едома на южном берегу о-ва Большой Ляховский (см. рис. 2) в обрыве высотой ~36 м: два уровня сингенетических ледяных жил (II и $III_{2–4}$), разделенных межледниковым торфянистым слоем (III_1), тонкие ленты мерзлого алеврита и сегрегационного льда изогнуты растущими вбок ледяными жилами (фото В. Е. Тумского); (б) – боковой вид приморской низины с ледяными полигонами и мелкими термоэрозионными лужами.

Fig. 37. Yedoma Formation – section and planform: (a) – double yedoma on southern coast of Greater Lyakhov Island (see fig. 2 for location) in bluff ~36 m high: two levels of syngenetic ice wedges (II and $III_{2–4}$) separated by an interglacial peaty layer (III_1); note thin bands of silt and segregated ice bent by growing ice wedges (photo by V. Tumskoy); (б) – oblique view of maritime lowland with frost polygons and shallow thermoerosion ponds.



Рис. 38. Деградация льдистой едомы путем озерной термоэрозии: (а) – множество термокарстовых озерков (черные пятна) на алевритистой едоме в нижнем течении Колымы вдоль 68.5° с. ш.; (б) – ближний план приморской низменности к западу от устья Яны (71.5° с. ш. 134.5° в. д.) с термокарстовыми озерами и аласами, крупное озеро 1.5 км в поперечнике.

Fig. 38. Degradation of icy yedoma by lacustrine thermoerosion: (a) – multiple thermokarst lakes (black spots) of silty yedoma in lower course of River Kolyma along 68.5° N; (б) – close-up of maritime lowland west of River Yana mouth (71.5° N 134.5° E) with thermokarst lakes and alases, large blue lake is 1.5 km across.

к появлению бесчисленных термокарстовых озерков, вначале просто мелких, полностью промерзающих зимой прудов (рис. 37б). Эти усеивающие тундру озерки (рис. 38а) подчеркивают реликтовый характер едом, появившихся в сухом и холодном перигляциальном климате и последовательно уничтожаемых активностью воды в более гумидной обстановке голоцена. Эта деструкция идет в основном путем боковой термоэрозии мелких, мигрирующих по тундре водоемов. Следы их деятельности маркированы травянистыми и мшистыми днищами осохших озерков, именуемых “аласами” (Томирдиаро, 1980). На космоснимках они резко выделяются более светлыми овалами по сравнению с темными пятнами летних водоемов (рис. 38б).

Оригинально субаэральная природа едом проявляется и в редких случаях естественной обнаженности на высоких отметках, где плащеобразное залегание льдистых алевритов проявляется на

предгорных склонах вдали от каких-либо водных тел. Наилучший пример – крупнейший в мире термоэрозионный цирк, именуемый Батагайским “кратером” (рис. 39). Он появился на предгорном склоне ~300 м абс. высоты, полого спускающемся к р. Батагай, правому притоку р. Яны (67°36′ с. ш. 134°46′ в. д.).

Это крутой полукруглый овраг на пологом лесистом склоне, выглядящий как рана, открывающаяся быстрой попятной термоэрозией мерзлого обрыва, исходящего из первоначального небольшого шрама, появившегося в 1960-х гг. В 2020-х гг. это уже был термоцирк 800 м в поперечнике, длиной 1.8 км и длиной 100 м. Каждый год задняя стенка отступает на 10–30 м (рис. 39). В плоскости обрыва видны стратифицированные многолетнемерзлые алевриты и пески едомного типа мощностью 50–60 м в переслаивании с богатыми органикой межледниковыми слоями. При этом по всему обрыву вскрывается устойчивая мерзлота, начиная со среднего плейстоцена. Последние измерения двумя разными люминесцентными методами показали возраст основания обнаженного разреза около ~ 650 тыс. лет, или ранний средний плейстоцен по международной шкале (нижний неоплейстоцен российской схемы) (Murton et al., 2021).



Рис. 39. Эффективность локальной термоэрозии – мегаоползень Батагайского “кратера”, выбрасывающий продукты таяния мерзлоты в виде грязевого конуса в долину р. Батагай.

Fig. 39. Megaslump of Batagay “crater” discharging products of permafrost melting as dirt fan into Batagay River valley.

6.6. Ледниковые или перигляциальные ландшафты?

Реконструкция древних оледенений периодически сталкивается с раздражающей необходимостью различать ландшафты, созданные поверхностным и подземным оледенением. Последнее при этом считается неотъемлемой частью перигляциальной обстановки. Что еще хуже, оба типа ландшафта переплетаются на наших северных равнинах, где ледник обычно наступал по многолетнемерзлым равнинам. Путаница часто возникает из-за сходства ледниковых аккумулятивных форм и продуктов таяния мерзлоты, которые нередко напоминают друг друга. Дезинтеграция и покровного льда, и вечной мерзлоты производят инверсированный рельеф, не сразу различимый на аэро- и космоснимках, которые являются главным инструментом картирования удаленных арктических и субарктических земель. Очевидный корень проблемы в том, что оба процесса для описания используют один тот же процесс фазового перехода воды из твердого в жидкое состояние и обратно.

Необходимый пример дает реконструкция последнего ледникового покрова в бассейне Печоры (Астахов, 1998; Astakhov, 2014). По современным данным в пределах Полярного круга картируется относительно древний ледниковый покров скромного размера (рис. 5). В 1970-е гг. он считался моложе, а его граница предполагалась гораздо южнее, ближе к 64° с. ш., что говорило в пользу гипотезы М. Г. Гросвальда (1980) об огромном поздневалдайском покрове Лаврентийского типа. Главный геоморфологический аргумент выдвигался в виде предположительно ледниковых холмиков, обнаруженных на низких террасах Печоры (40 на рис. 5). Эти холмики выглядят как овальные лепешкообразные бугры 5–10 м высотой, сложенные горизонтально-слоистым мелким песком с ^{14}C датами 33–35 тыс. лет в основании. Они картировались в качестве “лимнокамов”, т. е. вывернутых наизнанку озерков, предположительно оставленных при дезинтеграции омертвевшего льда поздневалдайского оледенения (Лавров, Потапенко, 2005). Поскольку эта идея полностью игнорировала наличие старых палеолитических стоянок, описанных поверх верхнего ледникового комплекса, она требовала более пристального внимания.

Проблематичные холмики располагаются в северной тайге, где недавно отступившая мерзлота оставила редкие мелкие озерки и псевдоморфозы по повторно-жильным льдам на флювиальной террасе с отметками 30–50 м. На космическом снимке они смотрятся как оранжевые овоиды, посаженные на заболоченную зеленую низину с отдельными темными пятнами озер (рис. 40). Сравнивая этот ландшафт с современной многолетнемерзлой тундрой в 200 км к ССВ, находим те же самые, но гораздо более редкие песчаные овоиды, расположенные на прибрежной равнине на 10–30 м абс. высоты. Латерально они замещаются озерами и аласами (прежними днищами озер) тех же простейших очертаний. Вполне очевидно, что низкие песчаные холмики дублируют форму и размеры мелких термокарстовых озерков, блуждающих по

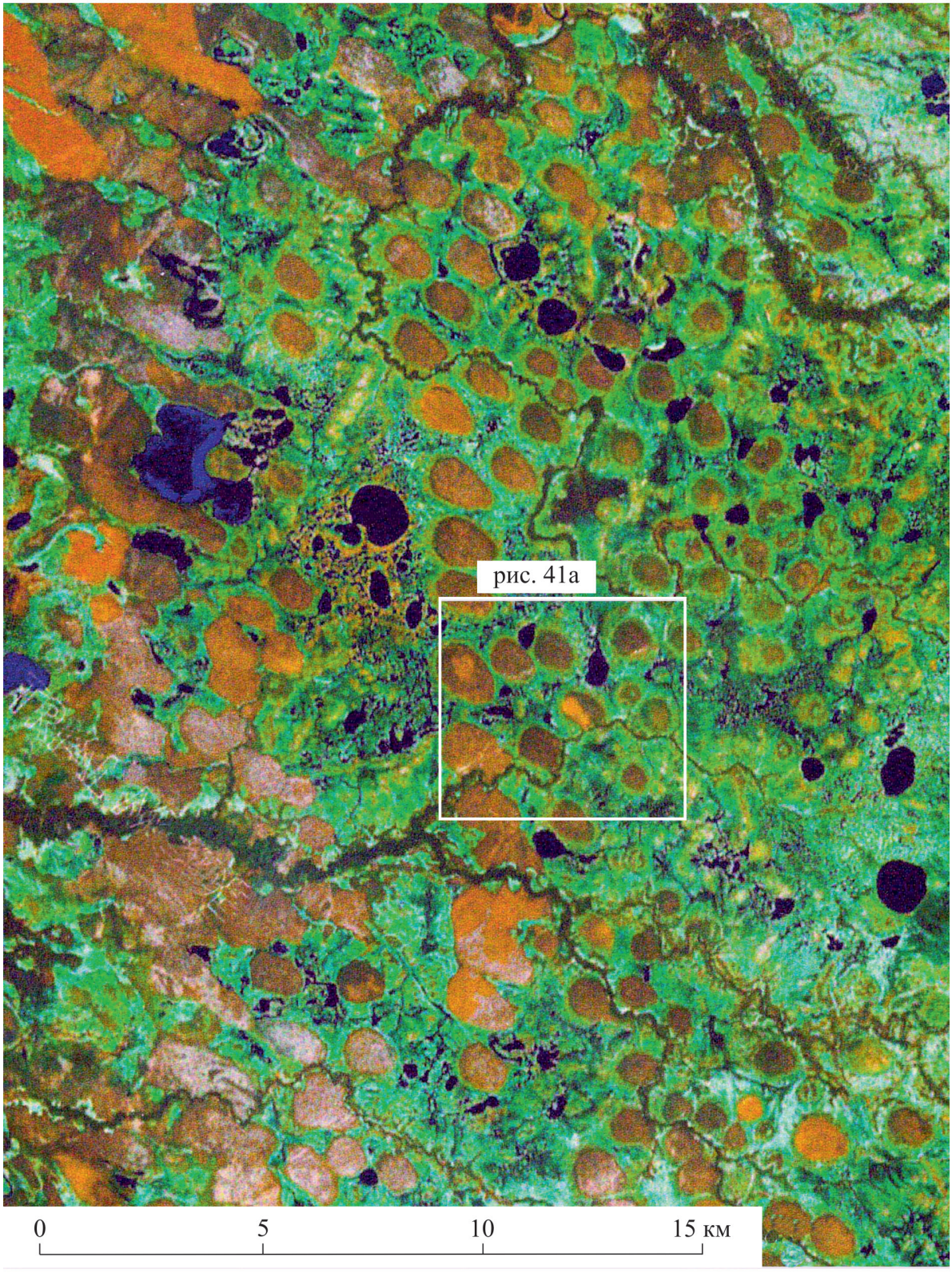


Рис. 40. Космоснимок плоских залесенных холмиков (оранжевый тон) на протаявшей правобережной террасе Печоры (66°20′ с. ш.; см. рис. 5); лепешковидные холмики по форме аналогичны соседним озерам (черный тон) и сходны с округленными полигонами на рис. 41б.

Fig. 40. Satellite view of flat forested hummocks (orange color) on thawed east-bank terrace of Pechora River at 66°20′ N; see fig. 5); flatbread-shaped hummocks mirroring adjacent lakes (black color) are similar to rounded polygons in fig. 41б.

современной монолитной мерзлоте (рис. 41а, б). Их подобие термокарстовым озеркам подчеркивается регулярным рисунком, напоминающим план территориальной сети мерзлотных трещин. Устойчивые план и размеры плоских холмиков, аналогичные системе соседних озер и их предпочтительной ориентировке, плюс положение на низких аккумулятивных террасах серьезно отличаются от обычно хаотической ориентировки камовых плато.

Мелкозернистый состав осадков плоских холмиков, отсутствие валунов, галек и диамиктовых плащей, обычных для камовых плато, все это не в пользу ледникового происхождения этих форм. Такая же система плоских песчаных холмиков и озер широко распространена в недавно мерзлой центральной Западной Сибири в 500 км к ЮЗ от границы позднеплейстоценового оледенения (рис. 41в). А типичные камы гораздо круче и выше, до 50–60 м, поскольку их источник – инверсия глубоких гляциокарстовых озер сложнейшей конфигурации в плане, принципиально отличной от простой овальной формы термокарстовых озер (см. ландшафт на рис. 6). Более того, камы почти никогда не создают регулярного рисунка в плане. Напротив, камовые плато это, как правило, хаотические скопления крутых песчаных холмов, нередко укрытых тонким плащом диамикта или галечника.

Морфологическое отличие термокарстовых бугров от гляциокарстовых холмов предопределено их много меньшим первоначальным содержанием подземного льда по сравнению с мертвым ледниковым льдом. Ледниковый карст развивается по толстому, относительно чистому поверхностному льду, а просадка и боковое смещение глубоких просадочных озер не стеснены окружающим минеральным грунтом. Термокарстовые озерки, напротив, оригинально развиваются по полигональной жильной сети, поэтому изначально мелки и стеснены в своем развитии грунтовой массой с малым содержанием льда и мощным мерзлым грунтом. Это и есть причина более тонкого материала и очень скромной высоты инверсированных термокарстовых холмиков.

Они группируются в ритмичные полигональные конфигурации и часто, благодаря латеральной термоэрозии мерзлого грунта, быстро приобретают довольно регулярные овальные или округлые очертания в плане. Существенным признаком является также их выраженная ориентировка (в этом случае ЗСЗ–ВЮВ), указывающая на анизотропию боковой термоэрозии, вызванной преобладающим ветром или инсоляционной асимметрией. Очень важно, что низкие термокарстовые холмики, в отличие от камов, никогда не громоздятся

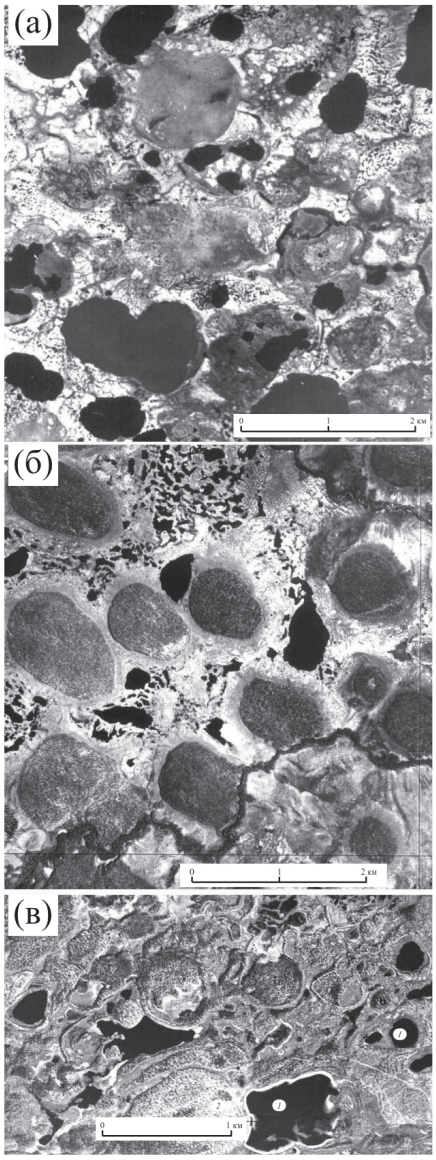


Рис. 41. Результаты термокарстовой инверсии рельефа: плановые рисунки живых термоэрозионых озер повторяются их инверсированными аналогами (аэроснимки): (а) – современные термокарстовые озера (черный тон) на многолетнемерзлом Баренцевом побережье в 240 км к ССВ от участка на рис. 41б (68°30′ с. ш. 55°20′ в. д.); (б) – темно-серые лепешковидные холмики на протаявшей мерзлоте (см. рис. 40) – копии мелких термокарстовых озерков; (в) – аналогичная система озер (*1*) и инверсированных песчаных холмиков (*2*) в протаявшем центре Западной Сибири (63° с. ш. 82° в. д.) (Astakhov, 2014).

Fig. 41. Similar patterns of live and inverted thermokarst lakes (airphotos): (a) – present thermokarst lakes (black color) on perennially frozen Barents Sea coast 240 km to NNE the area shown in the fig. 41б (68°30′ N 55°20′ E); (б) – dark-grey flatbread-shaped hummocks on extinct permafrost (quadgrangle in fig. 40) mirror shallow thermokarst lakes; (в) – analogous system of lakes (*1*) and inverted sandy hummocks (*2*) in thawed central West Siberia (63° N 82° E) (Astakhov, 2014).

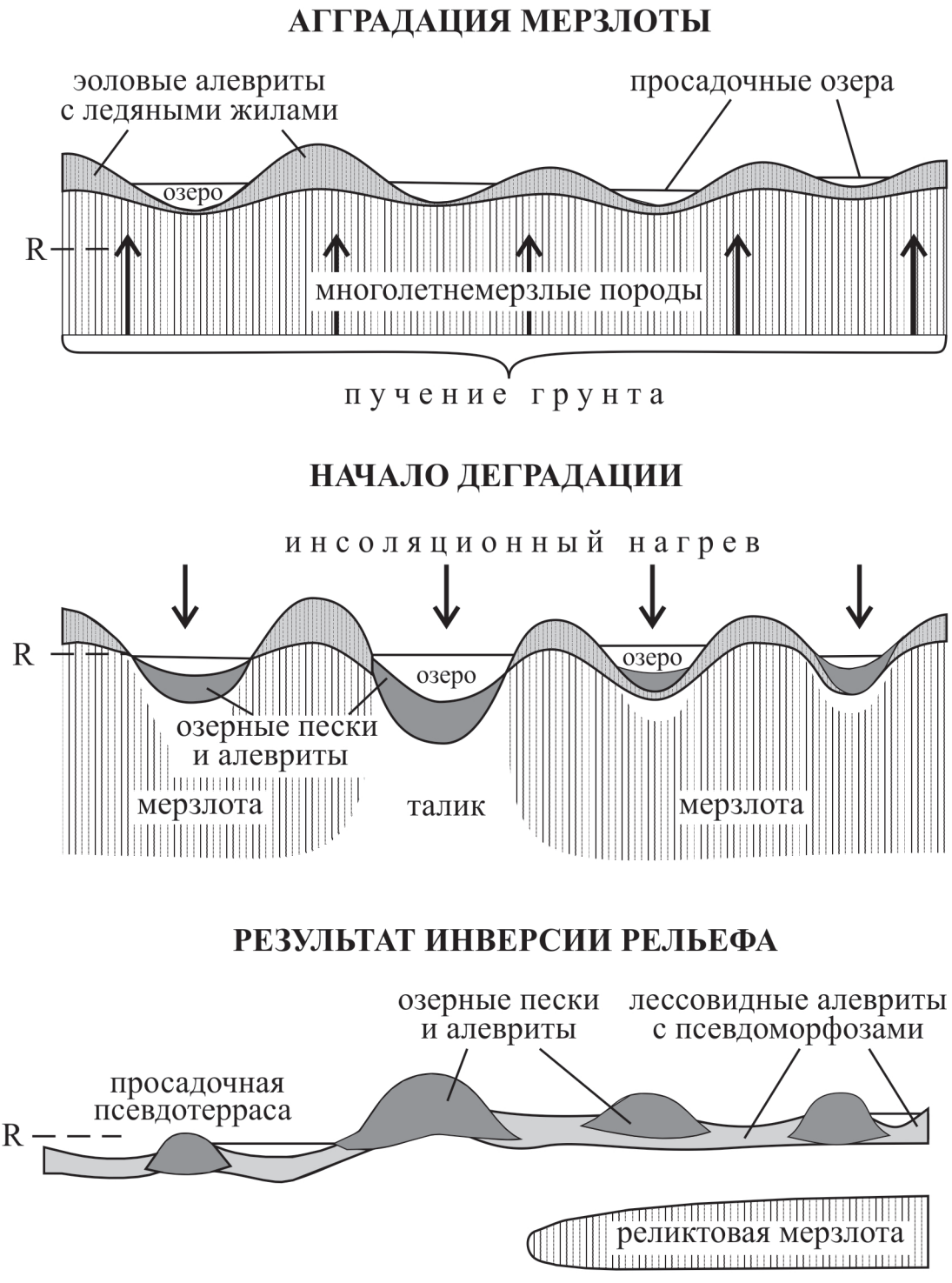


Рис. 42. Стадии развития инверсионного рельефа при термокарсте.
Fig. 42. Stages of inverted relief development due to thermokarst.

друг на друга, а всегда отделены болотистыми понижениями. Именно этот признак является решающим для различения мерзлотных и ледниковых форм, поскольку типичное для камов наложение и взаимоперекрытие осадочных пакетов свойственно лишь многоэтажному развитию проталин во льду, что возможно только для крупных масс перфорированного глетчерного льда.

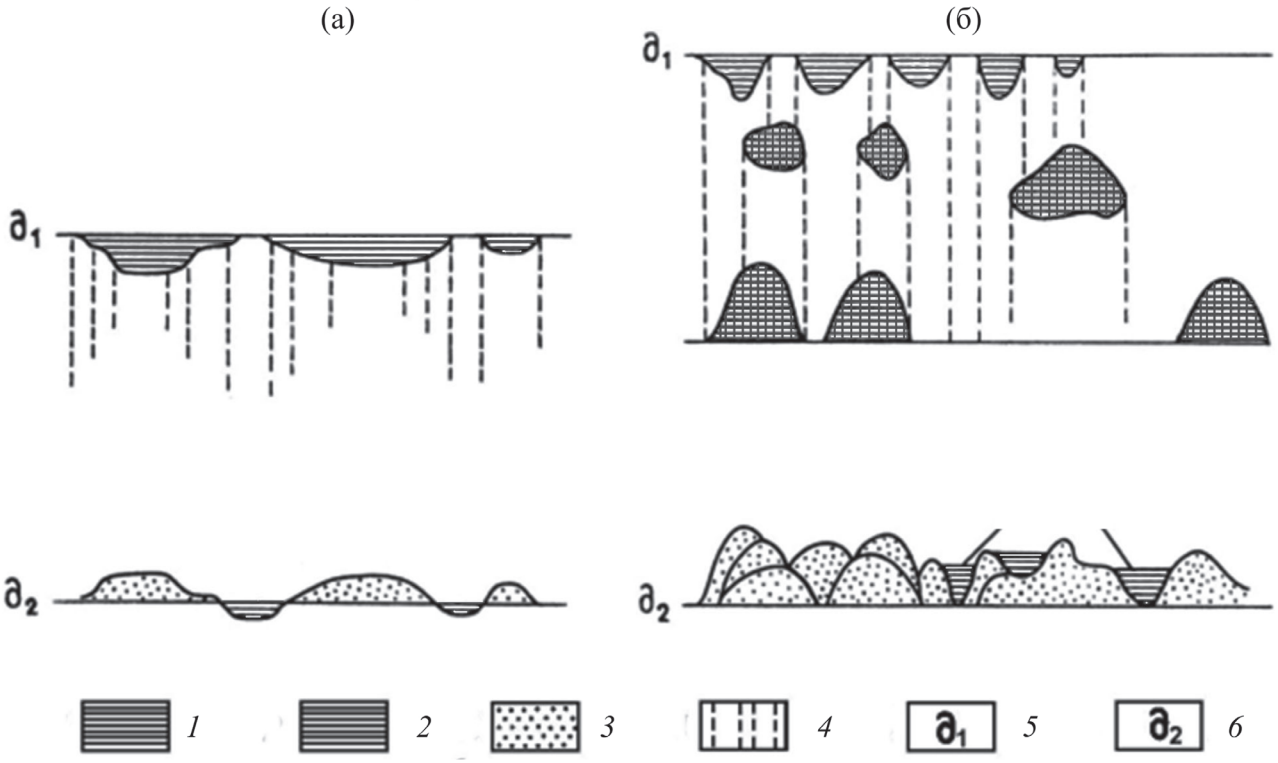


Рис. 43. Схематические профили форм рельефа, возникающих при деградации криосферы по (Астахов, 1998; Astakhov, 2014). Сравнение двух типов инверсии рельефа: (а) – термокарстовой при деградации многолетней мерзлоты; (б) – гляциокарстовой при деградации мертвого льда; *1* – озера; *2* – внутри- и подледные водные массы; *3* – водно-осадочный материал; *4* – линии проектирования; *5* – исходный рельеф; *6* – результирующий рельеф.

Fig. 43. Schematic profiles of geomorphic features resulting from cryosphere degradation based on (Astakhov, 1998, 2014). Comparison of two types of relief inversion: (a) – thermokarst, (б) – glaciokarst; *1* – lakes; *2* – waters in glaciokarst caverns in and under stagnant ice; *3* – waterlain sediments; *4* – projection lines; *5* – initial relief; *6* – resultant relief.

Принципиальные различия процессов вытаивания мертвого льда и термокарстовой деградации мерзлоты показаны на рис. 42, 43. Мелкие термокарстовые озерки, блуждая по ледяным жилам, заполняются тонким песком и алевритом без грубых фаций. Эти тонкие донные осадки в процессе усадки мерзлоты образуют ядра инверсионных холмиков, часто расположенные несколько ниже исходного, домерзлотного уровня (рис. 6б, 42). Результирующие плоские холмики, отпечатки инверсированных термокарстовых озерков, разделены остаточными прудами и болотами, и не могут составить мощных осадочных тел (рис. 43а). Гляциокарст развивается на относительно чистом льду по мере углубления озер сложной конфигурации. Надледниковые озера и внутриледниковые протолины разных уровней заполняются песком и гравием и проектируются друг на друга в процессе усадки тающего ледяного массива (рис. 43б).

Таким образом, плоские холмики, рассеянные по только что оттаявшей низине, свидетельство не прежнего ледникового покрова, а термокарстовой инверсии рельефа, вызванной деградацией мерзлоты и региональной усадкой равнины во время голоцена и последнего интерстадиала (Астахов, 1998; Astakhov, 2014). Этот случай может служить учебным примером геоморфологической интерпретации космических и аэроснимков древнеледниковых равнин. Таким образом, в разных сомнительных реконструкциях исчезнувших ландшафтов можно найти и другие ошибки при различении ледниковых и мерзлотных форм.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вышеописанные ландшафтные особенности северных территорий России, подвергавшимся разнообразным ледниковым воздействиям, дают основание для следующих заключений.

1. Территории Русской Арктики и Субарктики вплоть до 59–60° с. ш. неоднократно подвергались вторжению четвертичных континентальных ледников, которые с арктических шельфов медленно наступали вверх по региональному уклону.

Финальные ледниковые ландшафты сформированы взаимодействием мощного, малоподвижного ледникового льда с древней стабильной мерзлотой в неизменно континентальном климате. Это взаимодействие породило специально сибирский тип материкового оледенения, заметно отличающийся от классического или атлантического типа оледенения, действовавшего на теплом субстрате и не испытывавшего проблем с питанием.

2. Сибирскому типу оледенения благоприятствовал запас холода, аккумулированный в литосфере в течение четвертичных ледниковых эпох в виде мощного массивного слоя старинной мерзлоты. Исторически взаимодействовавшие до полного слияния поверхностное и подземное оледенения произвели ряд региональных геоморфологических и седиментационных феноменов, сохранившихся в северных седиментационных бассейнах, включая поля реликтового глетчерного льда.

3. Послеледниковые ландшафты медленно эволюционировали в криоаридной среде, в которой окончательное исчезновение развалившихся ледниковых щитов было задержано холодным климатом и мощной подледниковой мерзлотой. Юный холмисто-озерный ландшафт в Русской Арктике не может служить надежным показателем недавнего ледникового надвига, потому что таяние старого льда любого возраста происходило главным образом в голоцене.

4. Размеры ледниковых покровов устойчиво уменьшались с каждой ледниковой эпохой, начиная со среднего плейстоцена, включая и так называемый “последний ледниковый максимум”, который на самом деле для северной России оказался ледниковым минимумом. Экстремальная континентальность российской суши оказалась неблагоприятной для позднеплейстоценового оледенения, развивавшегося только в альпийской форме на высотах более 1000 м или вблизи Тихого океана.

5. Мощные ледяные покровы арктического происхождения глубоко повлияли на геологическую структуру седиментационных бассейнов, создав крупные изостатические прогибы и компенсационные поднятия севера Урала и Средней Сибири. Переменная нагрузка материковых ледников километровой толщины послужила “ледяным насосом”, увеличивших подвижность гидрокарбонатов в глубинных слоях и облегчивших вертикальное перемещение в ловушки жидких и газообразных фаз нефтегазовых ресурсов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев В.Р., Макарьева О.М., Шихов А.Н. и др. (2020). Каталог и атлас гигантских наледей-тарынов Северо-Востока России. В сб.: *Сборник докладов международной научной конференции памяти выдающегося русского ученого Юрия Борисовича Виноградова “Четвертые Виноградовские чтения. Гидрология: от познания к мировоззрению”* [Электронный ресурс]. СПб: Изд-во ВВМ. С. 1037–1042.

Андреева С.М., Исаева Л.Л. (1974) Взаимоотношения ледниковых покровов Путоранского и Анабарского центров в самаровскую и тазовскую эпохи оледенения. *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. № 41. С. 69–74.

Андреичева Л.Н. (2002). Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН. 322 с.

Антропоген Таймыра (1982). Под ред. Н.В. Кинд, Б.Н. Леонова. М.: Наука. 184 с.

Аржанников С.Г., Аржанникова А.В., Чеботарев А.А. и др. (2024). Опыт применения метода датирования по космогенному ^{10}Be для оценки возраста и масштабов плейстоценового оледенения северо-восточной Сибири (на примере ледниковых комплексов хр. Черского). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 3. С. 53–72. https://doi.org/10.31857/ S2949178924030039

Архипов С.А., Андреева С.М., Земцов А.А. и др. (1976) Покровные материковые оледенения и рельеф. В сб.: *Проблемы экзогенного рельефообразования. Книга 1. Рельеф ледниковый, криогенный, эоловый, карстовый и морских побережий*. М.: Наука. С. 7–89.

Астахов В.И. (1977) Реконструкция Карского центра плейстоценового оледенения по древним моренам Западной Сибири. *Материалы гляциологических исследований*. Вып. 30. С. 60–69.

Астахов В.И. (1981) Морены на Северном Ямале. *Доклады академии наук СССР*. Т. 260. № 1. С. 149–152.

Астахов В.И. (1998) Инверсионный рельеф как индикатор палеокриологических обстановок. *Геоморфология*. № 4. С. 40–47.

Астахов В.И. (2019) Четвертичная гляциотектоника Урало-Сибирского севера. *Геология и геофизика*. Т. 60. № 12. С. 1692–1708. https://doi.org/10.15372/GiG2019136

Астахов В.И. (2025). Последняя ледниковая эпоха на севере Русской равнины: проблемы корреляции. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*. Т. 70. № 1. С. 4–29. https://doi.org/10.21638/spbu07.2025.101

Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Й.-И. (2007) Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера. *Региональная геология и металлогения*. № 30–31. С. 190–206.

Астахов В.И., Назаров Д.В. (2010) Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование. *Региональная геология и металлогения*. № 43. С. 36–47.

Астахов В.И., Свенсен Й.И. (2011) Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской России. *Региональная геология и металлогения*. № 47. С. 12–27.

Астахов В.И., Файнер Ю.Б. (1975) Следы движения плейстоценовых ледников в Приенисейской Сибири. *Доклады академии наук СССР.* Т. 224. № 5. С. 1145–1148.

Бабушкин А.Е., Бахарев Н.К., Васильев И.П. и др. (2000) Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГГиМС. 64 с.

Бардеева М.А. (1986) Опорный разрез четвертичных отложений Среднесибирского плоскогорья. В сб.: *Четвертичные отложения Средней Сибири*. М.: Наука. С. 35–52.

Басилян А.Э., Никольский П.А., Анисимов М.А. (2008) Плейстоценовое оледенение Новосибирских островов – сомнений больше нет. *Новости МПГ.* № 12. С. 7–9.

Воскресенский С.С., Чанышева Н.М., Воскресенский И.С. и др. (1984) Плейстоценовые оледенения бассейна Колымы. В сб: *Плейстоценовые оледенения востока Азии*. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. С. 57–65.

Геокриология СССР. Европейская часть СССР (1988) Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра. 358 с.

Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток (1989а) Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра. 515 с.

Геокриология СССР. Средняя Сибирь (1989б). Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра. 414 с.

Глушкова О.Ю., Смирнов В.Н. (2021) Реконструкция масштабов и морфологических особенностей плейстоценовых оледенений на Северо-Востоке России. *Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН.* № 2. С. 50–67. https://doi.org/10.34078/1814-0998-2021-2-50-67

Голионко Б.Г., Басилян А.Э., Никольский П.А. и др. (2019) Складчато-надвиговые деформации о. Новая Сибирь (Новосибирские острова, Россия): возраст, морфология и генезис структур. *Геотектоника.* № 6. С. 46–64. https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019646-64

Горелов А.А. (1975) О влиянии ледниковых покровов на пористость песчаных пород и формирование залежей нефти и газа в северной части Западно-Сибирской плиты. *Доклады академии наук СССР.* Т. 221. № 3. С. 718–721.

Земцов А.А. (1976) Геоморфология Западно-Сибирской равнины. Северная и центральная части. Томск: Изд-во Томского университета. 343 с.

Зубаков В.А. (1972). Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра. 312 с.

Ивановский Л.Н. (1976) Оледенение гор и рельеф. В сб.: *Проблемы экзогенного рельефообразования. Книга 1. Рельеф ледниковый, криогенный, эоловый, карстовый и морских побережий.* М.: Наука. С. 90–188.

Исаева Л.Л., Кинд Н.В., Крауш М.А., Сулержицкий Л.Д. (1976) О возрасте и строении краевых ледниковых образований у северного подножья плато Путорана. *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода.* № 45. С. 117–123.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. (1975) Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири. В сб.: *Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене.* Л.: ГО СССР. С. 53–95.

Карта четвертичных отложений Европейской части СССР и прилегающих территорий. Масштаб 1:1500000 (1971) Под ред. И.И. Краснова. Л.: ВСЕГЕИ, 16 л.

Карта четвертичных отложений СССР. Масштаб 1:2500000 (1976) Под ред. Г.С. Ганешина. Л.: ВСЕГЕИ. 16 л.

Кинд Н.В. (1974) Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука. 255 с.

Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др. (1975). *Геология нефти и газа Западной Сибири.* М.: Недра, 680 с.

Корценштейн В.Н. (1970). О влиянии периодических оледенений на формирование уникальных газовых месторождений севера Тюменской области. *Доклады академии наук СССР.* Т. 191. № 6. С. 1366–1369.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. (2005) Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: Аэрогеология. 227 с.

Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А., Гайдаманчук А.С. и др. (1989) Строение и вещественный состав отложений гляциального палеошельфа Большеземельской тундры. В сб: *Литология кайнозойских шельфовых отложений.* М.: ГИН АН СССР. С. 3–51.

Макеев В.М., Арсланов Х.А., Гарутт В.Е. (1979) Возраст мамонтов Северной Земли и некоторые вопросы палеогеографии плейстоцена. *Доклады академии наук СССР.* Т. 245. № 2. С. 421–424.

Максимов Е.В. (1970) Стадии древнего оледенения и новейшая тектоника в горах Путорана, на Полярном и Приполярном Урале. *Доклады отделений и комиссий Географического общества СССР.* Вып. 16. С. 19–34.

Никольский П.А., Басилян А.Э., Зажигин В.С. (2017) Новые данные о возрасте оледенения Новосибирских островов (Восточная Арктика). *Доклады академии наук.* Т. 475. № 2. С. 176–179. https://doi.org/10.7868/S0869565217200130

Пармузин С.Ю., Суходольский С.Е. (1982) Пластовые льда среднего Ямала и их роль в формировании рельефа. В сб: *Пластовые льды криолитозоны.* Якутск: ИМ СО АН СССР. С. 51–61.

Попов А.И. (1962) Покровные суглинки и полигональный рельеф Большеземельской тундры. В сб.: *Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии.* М.: Изд-во МГУ. С. 109–130.

Рыжов Б.В. (1974) О генезисе валуносодержащих суглинков бассейна р. Северная Сосьва (Урал). *Литология и полезные ископаемые.* № 1. С. 145–151.

Сакс В.Н. (1953) Четвертичный период в Советской Арктике. Л.–М.: Изд-во Министерства морского и речного флота СССР. 627 с.

Старосельцев В.С. (1985) Мезозойско-кайнозойские тектонические движения северной части Тунгусской

синеклизы в связи с оценкой ее нефтегазоносности. В сб.: *Новейшая тектоника Сибирской платформы и ее влияние на нефтегазоносность*. М.: Наука. С. 56–64.

Сухорукова С.С., Костюк М.А., Подсосова Л.Л. и др. (1987) Морены и динамика оледенений Западной Сибири. Новосибирск: Наука. 160 с.

Томирдиаро С.В. (1980) Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука. 184 с.

Троицкий С.Л., Кулаков А.П. (1976) Колебания уровня океана и рельеф побережий. В сб.: *Проблемы экзогенного рельефообразования. Книга 1. Рельеф ледниковый, криогенный, эоловый, карстовый и морских побережий*. М.: Наука. С. 351–426.

Тумской В.Е. (2012) Особенности криолитогенеза отложений северной Якутии в среднем неоплейстоцене–голоцене. *Криосфера Земли*. Т. XVI. № 1. С. 12–21.

Четвертичные оледенения на территории СССР (1987) Под ред А.А. Величко, Л.Л. Исаевой, М.А. Фаустовой. М.: Наука. 118 с.

Шацкий С.Б. (1965) Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях у Юрт Ерутских на р. Бол. Юган и вблизи г. Ханты-Мансийска. В сб: *Основные проблемы изучения четвертичного периода*. М.: Наука. С. 206–217.

Яковлев С.А. (1956) Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. М.: Госгеолтехиздат. 312 с.

Aber J.S., Ber A. (2007) *Glaciotectonism*. Amsterdam: Elsevier. 246 p.

Arkhipov S.A., Bespaly V.G., Faustova M.A. et al (1986). Ice-sheet reconstructions. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 5. P. 475–483. https://doi.org/10.1016/0277-3791(86)90213-1

Astakhov V. (1998) The last ice sheet of the Kara Sea: terrestrial constraints on its age. *Quat. Int.* Vol. 45–46. P. 19–29. https://doi.org/10.1016/S1040-6182(97)00003-7

Astakhov V.I. (2004) Middle Pleistocene glaciations of the Russian North. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 23. Iss. 11–13. P. 1285–1311. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.011

Astakhov V.I. (2006) Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia. *Boreas*. Vol. 35. Iss. 4. P. 607–621. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2006.tb01167.x

Astakhov V. (2008) Geographical extremes in glacial history of northern Eurasia: post-QUEEN considerations. *Polar Res*. Vol. 27. No. 2. P. 280–288. https://doi.org/10.3402/polar.v27i2.6181

Astakhov V. (2011) Chapter 25 – Ice margins of northern Russia revisited. In: *Quaternary glaciations – a closer look*. *Developments in Quat. Sci.* Vol. 15. P. 323–336. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00025-8

Astakhov V.I. (2013) Pleistocene glaciations of northern Russia – a modern view. *Boreas*. Vol. 42. Iss. 1. P. 1–24. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00269.x

Astakhov V. (2014) The postglacial Pleistocene of the northern Russian mainland. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 92. P. 388–408. https://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.03.009

Astakhov V.I. (2020) The Northern Pleistocene of Russia. Newcastle upon Tyne: Cambridge Scholars Publishing. 609 p.

Astakhov V.I. (2024) Urals: an ice age story. *Dokl. Earth Sci.* Vol. 519. No. S1. P. S129–S152. https://doi.org/10.1134/S1028334X24604784

Astakhov V.I., Isayeva L.L. (1988) The "Ice Hill": an example of retarded deglaciation in Siberia. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 7. Iss. 1. P. 29–40. https://doi.org/10.1016/0277-3791(88)90091-1

Astakhov V.I., Kaplyanskaya F.A., Tarnogradsky V.D. (1996) Pleistocene permafrost of West Siberia as a deformable glacier bed. *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. 7. Iss. 2. P. 165–191. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199604)7:2<165:: AID-PPP218>3.0.CO;2-S

Astakhov V., Nazarov D. (2010) Correlation of Upper Pleistocene sediments in northern West Siberia. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 29. Iss. 25–26. P. 3615–3629. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.09.001

Astakhov V., Semionova L. (2021) The penultimate interglaciation of northern Russia. *Quat. Int.* Vol. 605–606. P. 142–154. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.12.034

Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. (2016) Glaciomorphological map of the Russian Federation. *Quat. Int.* Vol. 420. P. 4–14. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024

Astakhov V.I., Svendsen J.-I., Matiouchkov A. et al. (1999) Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia. *Boreas*. Vol. 28. Iss. 1. P. 23–45. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1999.tb00205.x

Barr I.D., Clark C.D. (2012) Late Quaternary glaciations in Far NE Russia; combining moraines, topography and chronology to assess regional and global glaciation synchrony. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 53. P. 72–87. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.004

Brigham-Grette J., Gualtieri L.M., Glushkova O. Yu. et al. (2003) Chlorine-36 and ^{14}C chronology support a limited last glacial maximum across central Chukotka, northeastern Siberia and no Beringian ice sheet. *Quat. Res.* Vol. 59. Iss. 3. P. 386–398. https://doi.org/10.1016/S0033-5894(03)00058-9

Clayton L., Attig J.W., Ham N.R. et al. (2008) Ice-walled-lake plains: implications for the origin of hummocky glacial topography in middle North America. *Geomorphology*. Vol. 97. P. 237–248. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.045

Demek J. (1969) Cryoplanation terraces, their geographical distribution, genesis and development. *Rozpravy Ceskoslovenski Akademie*. Ved 79 (4). P. 1–80.

Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjær K.H., Larsen E. (2006) The last Scandinavian Ice Sheet in Northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics. *Boreas*. Vol. 35. P. 425–443.

Ebel T., Melles M., Niessen F. (1999). Laminated sediments from Levinson-Lessing Lake, northern Central

Siberia – a 30,000 year record of environmental history? In: *Land–Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History*. Berlin: Springer. P. 425–435. https://doi.org/10.1007/978-3-642-60134-7_34

Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D. (Eds.). (2011) Quaternary Glaciations – Extent and Chronology: a Closer Look. *Developments in Quat. Sci.* 15. Amsterdam: Elsevier. 1108 p.

Forman S.L., Lubinski D.J., Zeeberg J.J., Polyak L. (1999) Postglacial emergence and Late Quaternary glaciation on northern Novaya Zemlya, Arctic Russia. *Boreas*. Vol. 28. Iss. 1. P. 133–145. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1999.tb00210.x

Forman S.L., Ingólfsson Ó., Gataullin V. et al. (2002) Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia. *Quat. Res.* Vol. 57. Iss. 3. P. 355–370. https://doi.org/10.1006/qres.2002.2322

Grosswald M.G. (1980) Late Weichselian ice sheets of Northern Eurasia. *Quat. Res.* Vol. 13. Iss. 1. P. 1–32. https://doi.org/10.1016/0033-5894(80)90080-0

Henriksen M., Mangerud J., Matiouchkov A. et al. (2008) Intriguing climatic shifts in a 90 kyr old lake record from northern Russia. *Boreas*. Vol. 37. Iss. 1. P. 20–37. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.00007.x

Kaplanskaya F.A., Tarnogradskiy V.D. (1986) Remnants of the Pleistocene ice sheets in the permafrost zone as an object for palaeoglaciological research. *Polar Geography and Geology*. Vol. 10. Iss. 4. P. 257–266. https://doi.org/10.1080/10889378609377295

Lambeck K., Purcell A., Funder S. et al. (2006) Constraints on the Late Saalian to Early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling. *Boreas*. Vol. 35. Iss. 3. P. 539–575. https://doi.org/10.1080/03009480600781875

Lenz M., Lenz M.M., Andreev A. et al. (2022). Climate and environmental history at Lake Levinson-Lessing, Taymyr Peninsula, during the last 62 kyr. *J. of Quat. Sci.* Vol. 37. Iss. 5. P. 836–850. https://doi.org/10.1002/jqs.3384

Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H. et al. (2004) Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 23. Iss. 11–13. P. 1313–1332. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.009

Mangerud J., Svendsen J.I., Astakhov V.I. (1999) Age and extent of the Barents and Kara Sea ice sheets in Northern Russia. *Boreas*. Vol. 28. Iss. 1. P. 46–80. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1999.tb00206.x

Marks L. (Ed.). (2009). Proceedings of the International Field Symposium of the INQUA Peribaltic Group "Quaternary of the Gulf of Gdańsk and Lower Vistula Regions in Northern Poland: Sedimentary Environments, Stratigraphy and Palaeogeography", September 14–19, 2008, Frombork, Poland. Polish Geological Institute Special Papers. No. 25. Warsaw: Polish Geological Institute. 68 p.

Murray A.S., Svendsen J.I., Mangerud J., Astakhov V.I. (2007) Testing the accuracy of quartz OSL dating using a known age Eemian site on the Sula River, northern Russia. *Quat. Geochronology*. Vol. 2. Iss. 1–4. P. 102–109. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2006.04.004

Murton J.B., Goslar T., Edwards M.E. et al. (2015) Palaeoenvironmental interpretation of yedoma silt (Ice Complex) deposition as cold-climate loess, Duvanny Yar, northeast Siberia. *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. 26. Iss. 3. P. 208–288. https://doi.org/10.1002/ppp.1843

Murton J., Opel T., Toms P., Blinov A. et al (2021). A multimethod dating study of ancient permafrost, Batagay megaslump, east Siberia. *Quat. Res.* Vol. 105. P. 1–22. https://doi.org/10.1017/qua.2021.27

Möller P., Alexanderson H., Funder S., Hjort C. (2015) The Taimyr Peninsula and the Severnaya Zemlya archipelago, Arctic Russia: a synthesis of glacial history and palaeo-environmental change during the Last Glacial cycle (MIS 5e-2). *Quat. Sci. Rev.* Vol. 107. P. 149–181. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.018

Nazarov D.V., Nikolskaia O.A., Zhigmanovskiy I.V. et al. (2022) Lake Yamal, an ice-dammed megalake in the West Siberian Arctic during the Late Pleistocene, ~60–35 ka. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 289. 107614. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107614

Panin A.V., Astakhov V.I., Lotsari E. et al. (2020) Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia. *Earth-Sci. Rev.* Vol. 201. 103069. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103069

Péwé T., Journaux A. (1983). Origin and character of loess-like silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia. Geol. Survey Profess. Papers 1262. Washington: U.S. G.P.O. 46 p.

Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D. (2005) New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic derived from fossil insects, plants and mammals. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 24. Iss. 5–6. P. 553–569. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.09.007

Stauch G., Lehmkuhl F (2010) Quaternary glaciations in the Verkhoyansk Mountains, Northeast Siberia. *Quat. Res.* Vol. 74. Iss. 1. P. 145–155. https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.04.003

Svendsen J.-I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. (2004) Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 23. Iss. 11–13. P. 1229–1271. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008

Verkulich S.R., Krusanov A.G., Anisimov M.A. (1992) The present state and trends displayed by the glaciers of Bennett Island in the past 40 years. *Polar Geography and Geology*. Vol. 16. Iss. 1. P. 51–57. https://doi.org/10.1080/10889379209377473

REFERENCES

Aber J.S., Ber A. (2007) Glaciotectonism. Amsterdam: Elsevier. 246 p.

Alexeev V.R., Makarieva O.M., Shikhov A.N. et al. (2020) The database and atlas of giant aufeis-taryn in North-East of Russia. In: *Sbornik dokladov mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii pamyati vydayushchegosya russkogo uchenogo Yuriya Borisovicha Vinogradova "Chetvertye Vinogradovskie chteniya. Gidrologiya: ot poznaniya k mirovozzreniyu"* [Elektronnyi resurs]. Sankt-Petersburg: VVM (Publ.). P. 1037–1042. (in Russ.).

Andreeva S.M., Isaeva L.L. (1974) Interrelations of ice sheets of Putorana and Anabar dispersal centres at Samarovo and Taz ice ages. *Bulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. No. 41. P. 69–74. (in Russ.).

Andreicheva L.N. (2002) Pleistotsen evropeiskogo Severo-Vostoka (The Pleistocene in the European North-East). Ekaterinburg: UrO RAN (Publ.). 322 p. (in Russ.).

Arkhipov S.A., Andreyeva S.M., Zemtsov A.A. et al (1976) Continental Sheet Glaciations and Relief. In: *Problemy ekzogennogo rel'efoobrazovaniya. Kniga 1. Rel'ef lednikovyi, kriogennyi, eolovyi, karstovyi i morskikh poberezhii*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 7–89. (in Russ.).

Arkhipov S.A., Bespaly V.G., Faustova M.A. et al (1986). Ice-sheet reconstructions. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 5. P. 475–483. https://doi.org/10.1016/0277-3791(86)90213-1

Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Chebotarev A.A. et al. (2024). Experience of applying the cosmogenic dating method (^{10}Be) to assess the age and scale of the Pleistocene Glaciation in North-Eastern Siberia (based on the example of glacier complexes of the Chersky Ridge). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 55. No. 3. P. 52–72. (in Russ.). https://doi.org/10.31857/S2949178924030039

Astakhov V.I. (1977) Reconstruction of the Kara center of Pleistocene glaciation based on ancient moraines of Western Siberia. *Materialy glatsiologicheskikh issledovanii*. Iss. 30. P. 60–69. (in Russ.).

Astakhov V.I. (1981) Tills in the Northern Yamal. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*. Vol. 260. No. 1. P. 149–152. (in Russ.).

Astakhov V.I. (1998) Inversion relief as indicator of paleocryological environments. *Geomorfologiya*. No. 4. P. 40–47. (in Russ.).

Astakhov V. (1998) The last ice sheet of the Kara Sea: terrestrial constraints on its age. *Quat. Int.* Vol. 45–46. P. 19–29. https://doi.org/10.1016/S1040-6182(97)00003-7

Astakhov V.I. (2004) Middle Pleistocene glaciations of the Russian North. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 23. Iss. 11–13. P. 1285–1311. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.011

Astakhov V.I. (2006) Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia. *Boreas*. Vol. 35. Iss. 4. P. 607–621. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2006.tb01167.x

Astakhov V. (2008) Geographical extremes in glacial history of northern Eurasia: post-QUEEN considerations. *Polar Res*. Vol. 27. No. 2. P. 280–288. https://doi.org/10.3402/polar.v27i2.6181

Astakhov V. (2011) Chapter 25 – Ice margins of northern Russia revisited. In: *Quat. glaciations – a closer look. Developments in Quat. Sci*. Vol. 15. P. 323–336. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00025-8

Astakhov V.I. (2013) Pleistocene glaciations of northern Russia – a modern view. *Boreas*. Vol. 42. Iss. 1. P. 1–24. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00269.x

Astakhov V. (2014) The postglacial Pleistocene of the northern Russian mainland. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 92. P. 388–408. https://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.03.009

Astakhov V.I. (2019) Quaternary glaciotectonics of the Ural-Siberian North. *Russian Geology and Geophysics*. Vol. 60. No. 12. P. 1353–1367. https://doi.org/10.15372/RGG2019136

Astakhov V.I. (2020) The Northern Pleistocene of Russia. Newcastle upon Tyne: Cambridge Scholars Publishing. 609 p.

Astakhov V.I. (2024) Urals: an ice age story. *Dokl. Earth Sci.* Vol. 519. No. S1. P. S129–S152. https://doi.org/10.1134/S1028334X24604784

Astakhov V.I. (2025). The last ice age in the northern Russian Plain: correlation problems. *Vestnik S.-Peterb. Universiteta. Nauki o Zemle*. Vol. 70. No. 1. P. 4–29. (in Russ.). https://doi.org/10.21638/spbu07.2025.101

Astakhov V., Nazarov D. (2010) Correlation of Upper Pleistocene sediments in northern West Siberia. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 29. Iss. 25–26. P. 3615–3629. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.09.001

Astakhov V.I., Nazarov D.V. (2010) Upper Neopleistocene stratigraphy of the north of Western Siberia and its geochronometric substantiation. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. No. 43. P. 36–47. (In Russ).

Astakhov V., Semionova L. (2021) The penultimate interglaciation of northern Russia. *Quat. Int.* Vol. 605–606. P. 142–154. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.12.034

Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. (2016) Glaciomorphological map of the Russian Federation. *Quat. Int.* Vol. 420. P. 4–14. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024

Astakhov V.I., Fainer Yu.B. (1975) Traces of Pleistocene glacier movement in Yenisei Siberia. *Doklady akademii nauk SSSR*. Vol. 224. No. 5. P. 1145–1148. (in Russ.).

Astakhov V.I., Isayeva L.L. (1988) The "Ice Hill": an example of retarded deglaciation in Siberia. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 7. Iss. 1. P. 29–40. https://doi.org/10.1016/0277-3791(88)90091-1

Astakhov V.I., Kaplyanskaya F.A., Tarnogradsky V.D. (1996) Pleistocene permafrost of West Siberia as a deformable glacier bed. *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. 7. Iss. 2. P. 165–191. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199604)7:2<165:: AID-PPP218>3.0.CO;2-S

Astakhov V.I., Mangerud J., Svendsen J.-I. (2007) Trans-Uralian correlation of the northern Upper Pleistocene. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. No. 30–31. P. 190–206. (in Russ.).

Astakhov V.I., Svendsen J.-I. (2011) The mantling formation of the final Pleistocene in the far north-east of European Russia. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. No. 47. P. 12–27. (in Russ.).

Astakhov V.I., Svendsen J.-I., Matiouchkov A. et al. (1999) Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia. *Boreas*. Vol. 28. Iss. 1. P. 23–45. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1999.tb00205.x

Babushkin A.E., Bakharev N.K., Vasiliev I.P. et al. (2000) Unifitsirovannaya regional'naya stratigraficheskaya skhema chetvertichnykh otlozhenii Zapadno-Sibirskoi ravniny (Unified regional stratigraphic scheme of Quaternary deposits of the West Siberian Plain). Novosibirsk: SNIIGGiMS (Publ.). 64 p. (in Russ.).

Bardeyeva M.A. (1986) The key section of Quaternary deposits in the Central Siberian Plateau. In: *Chetvertichnye oledeneniya Srednei Sibiri*. Moscow: Nauka. P. 35–52. (in Russ.).

Barr I.D., Clark C.D. (2012) Late Quaternary glaciations in Far NE Russia; combining moraines, topography and chronology to assess regional and global glaciation synchrony. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 53. P. 72–87. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.004

Basilyan A.E., Nikolsky P.A., Anisimov M.A. (2008) Pleistocene glaciation of the New Siberia Islands – no doubt left. *Novosti MPG*. No. 12. P. 7–9.

Brigham-Grette J., Gualtieri L.M., Glushkova O.Yu. et al. (2003) Chlorine-36 and ^{14}C chronology support a limited last glacial maximum across central Chukotka, northeastern Siberia and no Beringian ice sheet. *Quat. Res.* Vol. 59. Iss. 3. P. 386–398. https://doi.org/10.1016/S0033-5894(03)00058-9

Clayton L., Attig J.W., Ham N.R. et al. (2008) Ice-walled-lake plains: implications for the origin of hummocky glacial topography in middle North America. *Geomorphology*. Vol. 97. P. 237–248. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.045

Demek J. (1969) Cryoplanation terraces, their geographical distribution, genesis and development. *Rozpravy Ceskoslovenski Akademie*. Ved 79 (4). P. 1–80.

Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjær K.H., Larsen E. (2006) The last Scandinavian Ice Sheet in Northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics. *Boreas*. Vol. 35. P. 425–443.

Ebel T., Melles M., Niessen F. (1999). Laminated sediments from Levinson-Lessing Lake, northern Central Siberia – a 30,000 year record of environmental history? In: *Land–Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History*. Berlin: Springer. P. 425–435. https://doi.org/10.1007/978-3-642-60134-7_34

Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D. (Eds.). (2011) Quaternary Glaciations – Extent and Chronology: a Closer Look. *Developments in Quat. Sci.* 15. Amsterdam: Elsevier. 1108 p.

Ershov E.D. (Ed.). (1988) Geokriologiya SSSR. Evropeiskaya chast' SSSR (Geocryology of the USSR. European part of the USSR). Moscow: Nedra (Publ.). 358 p. (in Russ.).

Ershov E.D. (Ed.). (1989a) Geokriologiya SSSR. Vostochnaya Sibir' i Dal'nii Vostok (Geocryology of the USSR. Eastern Siberia and the Far East). Moscow: Nedra (Publ.). 515 p. (in Russ.).

Ershov E.D. (Ed.). (1989b) Geokriologiya SSSR. Srednyaya Sibir' (Geocryology of the USSR. Central Siberia). Moscow: Nedra (Publ.). 414 p. (in Russ.).

Forman S.L., Ingólfsson Ó., Gataullin V. et al. (2002) Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia. *Quat. Res.* Vol. 57. Iss. 3. P. 355–370. https://doi.org/10.1006/qres.2002.2322

Forman S.L., Lubinski D.J., Zeeberg J.J., Polyak L. (1999) Postglacial emergence and Late Quaternary glaciation on northern Novaya Zemlya, Arctic Russia. *Boreas*. Vol. 28. Iss. 1. P. 133–145. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1999.tb00210.x

Ganeshin G.S. (Ed.) (1976). Karta chetvertichnykh otlozhenii SSSR. Masshtab 1:2500000 (Map of Quaternary deposits of the USSR. Scale 1:2500000). Leningrad: VSEGEI (Publ.). 16 p. (in Russ.).

Glushkova O. Yu, Smirnov V.N. (2021) Reconstruction of the scale and morphological peculiarities of Pleistocene Glaciations in North-East Russia. *Vestnik Severo-Vostochnogo nauchnogo tsentra DVO RAN*. No. 2. P. 50–67. (in Russ.). https://doi.org/10.34078/1814-0998-2021-2-50-67

Golionko B., Basilyan A., Nikolsky P. et al. (2019) Fold-thrust deformations of New Siberia Island (Novosibirsky Islands, Russia): age, morphology, and genesis of structures. *Geotektonika*. Vol. 53. No. 6. P. 675–699. (in Russ.). https://doi.org/ 10.1134/S0016852119060037

Gorelov A.A. (1975) On the influence of ice sheets on the porosity of sandstone rocks and the formation of oil and gas deposits in the northern part of the West Siberian Plate *Doklady akademii nauk SSSR*. Vol. 221. No. 3. P. 718–721. (in Russ.).

Grosswald M.G. (1980) Late Weichselian ice sheets of Northern Eurasia. *Quat. Res.* Vol. 13. Iss. 1. P. 1–32. https://doi.org/10.1016/0033-5894(80)90080-0

Henriksen M., Mangerud J., Matiouchkov A. et al. (2008) Intriguing climatic shifts in a 90 kyr old lake record from northern Russia. *Boreas*. Vol. 37. Iss. 1. P. 20–37. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.00007.x

Isayeva L.L., Kind N.V., Kraush M.A., Sulerzhitsky L.D. (1976) On the age and structure of marginal glacial formations at the northern foot of the Putorana Plateau. *Bulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. No. 45. P. 117–123. (in Russ.).

Ivanovsky L.N. (1976) Mountain glaciation and relief. In: *Problemy ekzogennogo rel'efoobrazovaniya. Kniga 1. Rel'ef lednikovyi, kriogennyi, eolovyi, karstovyi i morskikh poberezhii*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 90–188. (in Russ.).

Kaplanskaya F.A., Tarnogradskiy V.D. (1986) Remnants of the Pleistocene ice sheets in the permafrost zone as an object for palaeoglaciological research. *Polar Geography*

and Geology. Vol. 10. Iss. 4. P. 257–266. https://doi.org/10.1080/10889378609377295

Kaplyanskaya F.A., Tarnogradsky V.D. (1975) Origin of the Sanchugovskaya sequence and the problem of the relationship between glaciations and marine transgressions in the north of Western Siberia. In: *Kolebaniya urovnya Mirovogo okeana v pleistotsene*. Leningrad: Geogr. ob-vo SSSR (Publ.). P. 53–95. (in Russ.).

Kind N.V. (1974) Geohronologiya pozdnego antropogena po izotopnym dannym (Late Anthropogenic geochronology from isotopic data). Moscow: Nauka (Publ.). 255 p. (in Russ.).

Kind N.V., Leonov B.N. (Eds.). (1982) Antropogen Taimyra (The Anthropogene of the Taimyr peninsula). Moscow: Nauka (Publ.). 184 p. (in Russ.).

Kontorovich A.E., Nesterov I.I., Salmanov F.K. et al (1975) Geologia nefti i gaza Zapadnoi Sibiri (Geology of oil and gas of West Siberia). Moscow: Nedra (Publ.). 680 p. (in Russ.).

Korzenstein V.N. (1970) On the influence of periodic glaciations on the formation of unique gas fields in the north of the Tyumen region. *Doklady akademii nauk SSSR*. Vol. 191. No. 6. P. 1366–1369. (in Russ.).

Krasnov I.I. (Ed.). (1971) Karta chetvertichnykh otlozhenii Evropeiskoi chasti SSSR i prilegayushchikh territorii. Masshtab 1:1500000 (Map of Quaternary Deposits of the European Part of the USSR and Adjacent Territories. Scale 1:1500000). Leningrad: VSEGEI (Publ.). 16 p. (in Russ.).

Lambeck K., Purcell A., Funder S. et al. (2006) Constraints on the Late Saalian to Early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling. *Boreas*. Vol. 35. Iss. 3. P. 539–575. https://doi.org/10.1080/03009480600781875

Lavrov A.S., Potapenko L.M. (2005) Neopleistotsen severo-vostoka Russkoi ravniny (Neopleistocene of the northeastern Russian Plain). Moscow: Aerogeologia (Publ.). 227p. (in Russ.).

Lavrushin Yu.A., Chistyakova I.A., Gaidamanchuk A.S. et al. (1989) Structure and material composition of deposits of the glacial paleoshelf of the Bolshezemelskaya tundra. In: *Litologiya kainozoiskikh shel'fovykh otlozhenii*. Moscow: GIN AN SSSR (Publ.). P. 3–51. (in Russ.).

Lenz M., Lenz M.M., Andreev A. et al. (2022) Climate and environmental history at Lake Levinson-Lessing, Taymyr Peninsula, during the last 62 kyr. *J. of Quat. Sci*. Vol. 37. Iss. 5. P. 836–850. https://doi.org/10.1002/jqs.3384

Makeev V.M., Arslanov H.A., Garutt V.Ye. (1979) Age of mammoths of Severnaya Zemlya and some questions of Pleistocene paleogeography. *Doklady akademii nauk SSSR*. Vol. 245. No. 2. P. 421–424. (in Russ.).

Maksimov Y.V. (1970) Phases of former glaciation and recent tectonics in the Putorana Mountains, in the Polar and Subpolar Urals. *Doklady otdelenii i komissii Geograficheskogo obshchestva SSSR*. Iss. 16. P. 19–34. (in Russ.).

Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H. et al. (2004) Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quat. Sci. Rev*. Vol. 23. Iss. 11–13. P. 1313–1332. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.009

Mangerud J., Svendsen J.I., Astakhov V.I. (1999) Age and extent of the Barents and Kara Sea ice sheets in Northern Russia. *Boreas*. Vol. 28. Iss. 1. P. 46–80. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1999.tb00206.x

Marks L. (Ed.). (2009). Proceedings of the International Field Symposium of the INQUA Peribaltic Group "Quaternary of the Gulf of Gdańsk and Lower Vistula Regions in Northern Poland: Sedimentary Environments, Stratigraphy and Palaeogeography", September 14–19, 2008, Frombork, Poland. Polish Geological Institute Special Papers. No. 25. Warsaw: Polish Geological Institute. 68 p.

Möller P., Alexanderson H., Funder S., Hjort C. (2015) The Taimyr Peninsula and the Severnaya Zemlya archipelago, Arctic Russia: a synthesis of glacial history and palaeo-environmental change during the Last Glacial cycle (MIS 5e-2). *Quat. Sci. Rev*. Vol. 107. P. 149–181. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.018

Murray A.S., Svendsen J.I., Mangerud J., Astakhov V.I. (2007) Testing the accuracy of quartz OSL dating using a known age Eemian site on the Sula River, northern Russia. *Quat. Geochronology*. Vol. 2. Iss. 1–4. P. 102–109. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2006.04.004

Murton J.B., Goslar T., Edwards M.E. et al. (2015) Palaeoenvironmental interpretation of yedoma silt (Ice Complex) deposition as cold-climate loess, Duvanny Yar, northeast Siberia. *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. 26. Iss. 3. P. 208–288. https://doi.org/10.1002/ppp.1843

Murton J., Opel T., Toms P., Blinov A. et al (2021). A multimethod dating study of ancient permafrost, Batagay megaslump, east Siberia. *Quat. Res*. Vol. 105. P. 1–22. https://doi.org/10.1017/qua.2021.27

Nazarov D.V., Nikolskaia O.A., Zhigmanovskiy I.V. et al. (2022) Lake Yamal, an ice-dammed megalake in the West Siberian Arctic during the Late Pleistocene, ~60–35 ka. *Quat. Sci. Rev*. Vol. 289. 107614. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107614

Nikolskiy P.A., Basilyan A.E., Zazhigin V.S. (2017) New data on the age of the glaciation in the New Siberian Islands (Russian Eastern Arctic). *Dokl. Earth Sci*. Vol. 475. No. 1. P. 748–752. https://doi.org/10.1134/S1028334X17070194

Panin A.V., Astakhov V.I., Lotsari E. et al. (2020) Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia. *Earth-Sci. Rev*. Vol. 201. 103069. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103069

Parmuzin S. Yu., Sukhodolsky S.E. (1982) Stratiform ice of middle Yamal and its role in relief formation. In: *Plastovye l'dy kriolitozony*. Yakutsk: IM SO AN SSSR (Publ.). P. 51–61. (in Russ.).

Péwé T., Journaux A. (1983). Origin and character of loess-like silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia. Geol. Survey Profess. Papers 1262. Washington: U.S. G.P.O. 46 p.

Popov A.I. (1962) Cover loams and polygonal relief of the Bolshezemelskaya tundra. In: *Voprosy geograficheskogo merzlotovedeniya i periglyatsial'noi morfologii*. Moscow: MGU (Publ.). P. 109–130. (in Russ.).

Ryzhov B.V. (1974) On the genesis of boulder-containing loams of the Severnaya Sosva River basin (Urals). *Litologiya i poleznye iskopaemye*. No. 1. P. 145–151. (in Russ.).

Sachs V.N. (1953) Chetvertichnyi period v Sovetskoi Arktike (The Quaternary Period in the Soviet Arctic). Leningrad–Moscow: Ministerstvo morskogo i rechnogo flota SSSR (Publ.). 627 p. (in Russ.).

Shatsky SB (1965) Glacially detached blocks in the Quaternary at Yurty Yeutskie on river B. Yugan and in the vicinity of Khanty-Mansiysk. In: *Osnovnye problemy izucheniya chetvertichnogo perioda*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 206–217. (in Russ.).

Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D. (2005) New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic derived from fossil insects, plants and mammals. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 24. Iss. 5–6. P. 553–569. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.09.007

Staroseltsev V.S. (1985) Mesozoic-Cenozoic tectonic movements of the northern part of the Tunguska syneclise in connection with the assessment of its oil and gas potential. In: *Noveishaya tektonika Sibirskoi platformy i ee vliyanie na neftegazonosnost'*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 56–64. (in Russ.).

Stauch G., Lehmkuhl F (2010) Quaternary glaciations in the Verkhoyansk Mountains, Northeast Siberia. *Quat. Res.* Vol. 74. Iss. 1. P. 145–155. https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.04.003

Sukhorukova S.S., Kostyuk M.A., Podsosova L.L. et al. (1987) Moraines and dynamics of glaciations in Western Siberia (Moreny i dinamika oledenenii Zapadnoi Sibiri). Moscow: Nauka (Publ.). 160 p. (in Russ.).

Svendsen J.-I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. (2004) Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 23. Iss. 11–13. P. 1229–1271. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008

Tomirdiaro S.V. (1980) Lessovo-ledovaya formatsiya Vostochnoi Sibiri v pozdnem pleistotsene i golotsene (Loess-ice formation of Eastern Siberia in the Late Pleistocene and Holocene). Moscow: Nauka (Publ.). 184 p. (in Russ.).

Troitsky S.L., Kulakov A.P. (1976) Ocean level fluctuations and coastal relief. In: *Problemy ekzogennogo rel'efoobrazovaniya. Kniga 1. Rel'ef lednikovyi, kriogennyi, eolovyi, karstovyi i morskikh poberezhii*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 351–426. (in Russ.).

Tumskoy V.E. (2012) Peculiarities of cryolithogenesis in northern Yakutia (Middle Neopleistocene to Holocene). *Kriosfera Zemli*. Vol. XVI. No. 1. P. 12–21. (in Russ.).

Velichko A.A., Isayeva L.L., Faustova M.A. (Eds.) (1987) Chetvertichnye oledeneniya na territorii SSSR (Quaternary glaciations on the territory of the USSR) Moscow: Nauka (Publ.). 118 p. (in Russ.).

Verkulich S.R., Krusanov A.G., Anisimov M.A. (1992) The present state and trends displayed by the glaciers of Bennett Island in the past 40 years. *Polar Geography and Geology*. Vol. 16. Iss. 1. P. 51–57. https://doi.org/10.1080/10889379209377473

Voskresensky S.S., Chanysheva M.N., Voskresensky I.S. et al. (1984) Pleistocene glaciations of the Kolyma River Basin. In: *Pleistotsenovye oledeneniya vostoka Azii*. Magadan: SVKNII DVNTS AN SSSR (Publ.). P. 57–65. (in Russ.).

Yakovlev S.A. (1956) Osnovy geologii chetvertichnykh otlozhenii Russkoi ravniny (Fundamentals of the Quaternary geology of the Russian Plain). Moscow: Gosgeoltekhizdat (Publ.). 312 p. (in Russ.).

Zemtsov A.A. (1976) Geomorfologiya Zapadno-Sibirskoi ravniny. Severnaya i tsentral'naya chasti (Geomorphology of the West Siberian Plain. Northern and Central Parts). Tomsk: Tomskii universitet (Publ.). 343 p. (in Russ.).

Zubakov V.A. (1972) Noveishie otlozhenia Zapadno-Sibirskoi nizmennosti (Recent deposits of the West Siberian Lowland). Leningrad: Nedra (Publ.). 312 p. (in Russ.).