
**НАУЧНЫЕ
СООБЩЕНИЯ**

УДК 551.435.474 (470.53)

**ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ КАНАЛЫ СТОКА В ЮЖНОЙ ЧАСТИ
КЕЛЬТМИНСКОЙ ЛОЖБИНЫ (КАМСКО-ВЫЧЕГОДСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ)**© 2020 г. Н. Н. Назаров^{1,*}, С. В. Копытов¹, И. А. Жуйкова², А. В. Чернов³¹*Пермский государственный национальный исследовательский университет,
Пермь, Россия*²*Вятский государственный университет, Киров, Россия*³*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
Москва, Россия***E-mail: nikolainazarovpsu@gmail.com*

Поступила в редакцию 20.01.2020 г.

После доработки 19.03.2020 г.

Принята к публикации 16.06.2020 г.

Рассматривается происхождение каналов стока в Кельтминской ложбине (Кельтминском спиллвее), являющейся сквозной долиной между бассейнами Вычегды и Камы. Исследования, проведенные с применением набора полевых (георадиолокационное зондирование, бурение скважин, радиоуглеродный и спорово-пыльцевой анализы) и дистанционных (дешифрирование космических снимков, вычисление топографического индекса влажности) методов, позволили определить время их образования и высказать предположение о причинах формирования. Расположение каналов на поверхности озерной террасы калининского возраста и наличие следов воздействия русловых потоков на поверхности первой надпойменной террасы р. Камы позволяют считать их возраст не старше осташковского. На это указывает и расположение данных образований гипсометрически выше долинных систем Южной Кельтмы, Тимшера и Пильвы, формирование которых приходится на период после завершения LGM – 18–13 тыс. л. н. Вероятность заложения реликтовых форм в перигляциальных условиях осташковского стадиала косвенно подтверждают и результаты изучения пыльцы растений в разрезе самого крупного из каналов стока – большой террасовой ложбины. В качестве наиболее вероятной модели формирования каналов стока в Кельтминской ложбине предлагается образование проранов в теле эолового шлейфа, выполнявшего роль дамбы водоема, заполненного подпрудноледниковыми водами из вычегодского бассейна.

Ключевые слова: Кельтминская ложбина, спиллвей, бассейн Верхней Камы, радиоуглеродное датирование, георадиолокационное зондирование, спорово-пыльцевой анализ, топографический индекс влажности

DOI: 10.31857/S0435428120040070

ВВЕДЕНИЕ

Изучение истории морфолитогеनेза Кельтминской ложбины (рис. 1), соединявшей в плейстоцене бассейны Камы и Вычегды в одну гидрографическую систему, является важным и необходимым звеном в процессе установления факторов, условий и ведущих агентов развития рельефа на северо-востоке Русской равнины. Уникальность геодинамической функции ложбины для данного региона состоит в том, что благодаря ей бассейны этих рек неоднократно и попеременно становились то источником, то зоной аккумуляции наносов друг друга [1–3]. При всей определенности участия и роли Кельтминской ложбины (Кельтминского спиллвея) в развитии надпойменных тер-

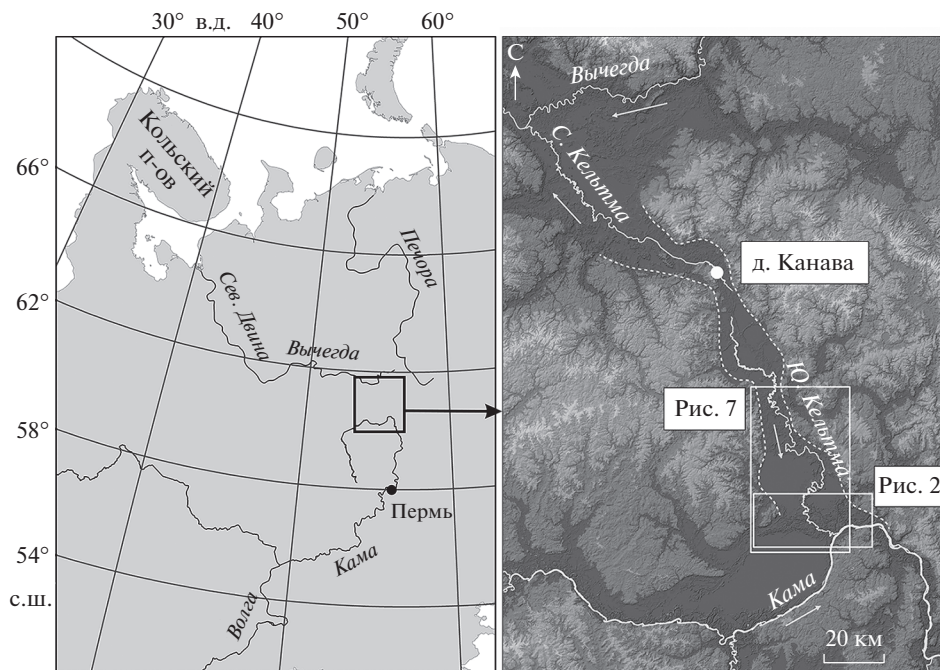


Рис. 1. Междуречье рек Камы и Вычегды (территория исследования): пунктирной линией показан контур Кельтминской ложбины (соответствует границам озерной террасы).

рас Камы и Волги [4, 5] до настоящего времени остаются практически не изученными многие из этапов ее собственного развития. В первую очередь, это относится к периодам, в которые экзогенная моделировка рельефа дна ложбины проходила под воздействием подпрудно-ледниковых вод, перетекавших транзитом через нее из бассейна Вычегды в бассейн Камы.

В настоящее время Кельтминская ложбина представляет собой сквозную долину, через центральную часть которой (д. Канава) проходит водораздел бассейнов Северной Двины и Волги, где берут свое начало и текут в противоположных направлениях реки Северная и Южная Кельтма.

При наличии убежденности у значительной части исследователей о существовании перетока вод из приледниковых водоемов бассейна пра-Вычегды в бассейн пра-Камы до сих пор остаются нерешенными вопросы генезиса и времени образования “висячих” (занимающих более высокие отметки рельефа по отношению к современной гидросети) каналов стока (КС) – реликтовых эрозионных форм, которые встречаются в южной (камской) части ложбины (рис. 2, а). Они располагаются на поверхности древней озерной террасы и не имеют видимой морфологической связи с современной русловой сетью. Подобное положение КС в рельефе дна Кельтминской ложбины актуализирует проведение исследований по выявлению источника питания водных потоков, производивших ее размыв еще до наступления фазы формирования современного “рисунка” гидрографической сети. Решение данного вопроса, по мнению авторов, косвенно может быть связано с решением проблемы количества случаев перетока подпрудно-ледниковых вод из бассейна Вычегды в бассейн Камы в позднем плейстоцене и, в частности, наличия такого события в заключительную (осташковскую) стадию данного периода. По мнению одних исследователей [6–13], в конце

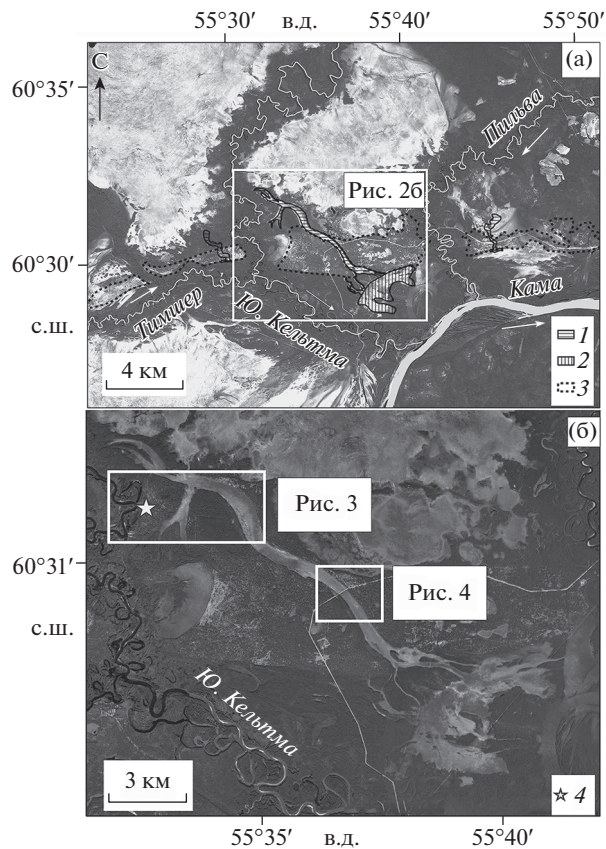


Рис. 2. Изученные объекты южной части Кельтминской ложбины: (а) – местоположение каналов стока, (б) – “большая террасовая ложбина”.

Контуры: 1 – каналов стока, 2 – “конуса выноса” (дельты?) БТЛ, 3 – шлейфа эоловых песков; 4 – местоположение изученного разреза озерной террасы (рис. 3).

позднего плейстоцена воды подпрудно-ледникового водоема преодолевали кельтминский порог с отметкой 130–135 м и переливались в бассейн Камы, по мнению других [14–17], уровень подпрудного водоема не достигал критических отметок, и его связи с камским бассейном не было.

В последнее время сомнения по факту существования озерных условий в среднем и верхнем течении Вычегды в позднем валдае приводятся в работах Н.Е. Зарецкой, А.В. Панина, А.Ю. Сидорчука и соавт. [18–21]. По результатам изучения отложений в береговых уступах исследователями делается вывод об аллювиальном происхождении этих толщ без каких-либо признаков формирования в условиях подпрудного водоема.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Как показало дешифрирование космических снимков, все КС находятся исключительно в пределах шлейфа эоловых песков, занятого сосновым лесом и пересекающего Кельтминскую ложбину в поперечном направлении на ее южной периферии. В других типах лесных и болотных урочищ, представленных в ее днище, подобных

форм не обнаружено. При средней ширине полосы песчаных отложений около 4–6 км ширина гребня шлейфа, состоящего из невысоких бугров и дюн, составляет от 0.2 до 2 км. Общая протяженность эоловой мезоформы – более 25 км.

Длина большей части КС составляет около 1 км, ширина – 25–40 м. В ландшафтном отношении их днища, как правило, представлены геосистемами верхового торфяного болота. Начало (“исток”) каналов обычно располагается в месте перехода болотного урочища в лесное (боровое), а конец (“устье”) – в прибрежной зоне озерной террасы, по контакту с камской первой надпойменной террасой. Возвышение днищ КС над пойменно-русловыми комплексами Южной Кельтмы, Пильвы и надпойменной террасой Камы составляет в среднем 5–8 м. Контуры каналов достаточно уверенно опознаются на фоне лесных урочищ в пределах бугристо-западинного или дюнного рельефа.

Дистанционные исследования по выявлению и изучению КС, часть из которых была апробирована в Верхнекамской депрессии [22], осуществлялись с использованием космических снимков высокого (со спутника SPOT–5/6) и сверхвысокого разрешений (данные открытого картографического сервиса ESRI ArcGIS World Imagery). Выявление древних КС Кельтминской ложбины также осуществлялось путем расчета топографического индекса влажности (Topographic Wetness Index, TWI) на основе свободно распространяемых цифровых моделей рельефа (ЦМР) ALOS AW3D и TanDEM–X. TWI – это безразмерный показатель, характеризующий отношение водосборной площади и крутизны склонов в конкретной ячейке раstra. Индекс является относительным показателем степени дренированности и рассматривается как индикатор топографически обусловленного распределения и движения поверхностной воды в пределах конкретного ландшафта [23–25]. Наименьшие значения обычно приходятся на верхние звенья, а наибольшие – на нижние звенья гидросети. Несмотря на различия в пространственном разрешении и точности по высоте, ЦМР показали относительно схожие результаты.

В качестве объекта детального изучения КС была выбрана самая крупная форма – “большая террасовая ложбина” (БТЛ), расположенная на южной оконечности озерной террасы в междуречье Южной Кельтмы и Пильвы (60°30'40.06" с. ш., 55°36'43.03" в.д.). Руслоподобное понижение в настоящее время занято верховым болотом, имеет длину почти 6 км и ширину около 250 м.

Исследования включали в себя комплекс работ по изучению геологического строения, состава и возраста отложений, выполняющих БТЛ. Георадарные исследования (георадиолокация) проводились с использованием моностатического георадара “Питон-3” (НПФ “Радарные системы”, Рига, Латвия) в зимний период. Георадарная трасса (270 м) была проложена поперек палеоруслу в его средней части. Ввиду отсутствия устройства позиционирования и измерения длины профиля у данной модели георадара предварительно на местности были поставлены метки через каждые 10 м. В процессе перемещения георадара около каждой метки при записи измерений в программе устанавливался маркер для последующего выравнивания длины профиля при обработке. Измерения по профилю проводились в прямом и обратном направлениях двумя конфигурациями георадара: 38 МГц (диэлектрическая проницаемость 8, диапазон 2500 нс) и 100 МГц (диэлектрическая проницаемость 8, диапазон 360 нс). Последующая обработка радарограмм производилась с помощью программного пакета “Prism2” (“Радарные системы”, Рига, Латвия). В процессе обработки осуществлялись удаление звона, усиление и фильтрация сигнала для более четкого определения и трассирования отражающих границ.

Бурение скважин для получения образцов отложений на радиоуглеродный и спорово-пыльцевой анализы также проводилось в зимних условиях при полном замерзании болота. Было пробурено три скважины глубиной 10, 7 и 4 м. Для определения качественного и количественного составов спорово-пыльцевого спектра образцы обраба-

Таблица 1. Список радиоуглеродных дат с их калиброванными значениями

№ сква- жины	Глубина, см	Датируемый материал	Лаб. индекс и номер	¹⁴ C-дата, лет	Калиброванный возраст, лет назад		
					медиана*	1σ, вероят- ность 68%	2σ, вероят- ность 95%
2	210–220	Сапропель	СП6–2702	8350 ± 80	9375	9470–9270	9517–9132
	235–245	Сапропель	СП6–2700	8433 ± 80	9429	9530–9328	9548–9259
3	100–110	Сапропель	СП6–2701	7657 ± 80	8466	8537–8395	8599–8338

* Медиана рассчитана по диапазонам, включающим истинную дату с вероятностью 68 и 95%.

тивались стандартным сепарационным методом В.П. Гричука [26]. Всего было изучено 18 образцов органогенных и минеральных отложений, отобранных из центральной скважины через 10–15 см до глубины 3.18 м. Высокая “вымываемость” нижележащих однородных песчаных горизонтов исключила возможность дальнейшего отбора образцов. Определение и подсчет микрофоссилий проводились на бинокулярном микроскопе BIOLAR. Для каждого образца, насыщенного микрофоссилиями, было подсчитано от 350 до 500 зерен. Процентное содержание пыльцы и спор групп растений и каждого компонента спорово-пыльцевого спектра рассчитывались от общей суммы подсчитанных микрофоссилий, принятых за 100% ($Y = AP + NAP$, где AP – пыльца деревьев и кустарников, NAP – пыльца трав и кустарничков). Статистическая обработка данных и построение диаграмм осуществлялись при помощи программ Tilia и TiliaGraph [27].

С целью установки хронологической последовательности отложений и их последующей корреляции были использованы данные радиоуглеродного анализа. Для рассмотренных в данной статье колонок были получены 3 радиоуглеродные даты (табл. 1). Определение абсолютного возраста сапропеля выполнено в Лаборатории изотопных исследований РГПУ им. А.И. Герцена (Санкт-Петербург). Калибровка радиоуглеродных дат выполнена в программе “OxCal 4.3.2” с использованием калибровочной кривой “IntCal 13”.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Геологическое строение озерной террасы, в которую врезана БТЛ, изучалось после зачистки 6.5-метрового уступа берега Южной Кельтмы в ее среднем течении (60°31'33.9" с.ш., 55°32'26.5" в.д.) (рис. 2, б). В нижней части разреза залегают пески русловой фации, перекрытые на высоте 2.5 м слоистыми, интенсивно криотурбированными суглинками, глинистыми песками и супесями. Выше них располагаются мелкослоистые пески и алевриты эолового происхождения (рис. 3, а).

Различия в составе и структуре наносов верхней части террасы и отложений, выполняющих БТЛ (рис. 3, б), получили подтверждение при проведении георадиолокации в ее днище. Интерпретация радарограммы поперечного профиля ложбины, расположенного на удалении 70 м от пересекающей ее дороги Бондюг–Челец, была проведена с использованием данных, полученных при бурении скважин, заложенных на 98, 153 и 226 м профиля (рис. 4).

Волновая картина (фрагменты, близкие по частотному составу, одинаковые “на глаз”) позволила с достаточно высокой степенью надежности отделить торфяную залежь и ил от песчаных отложений [28], фиксирующих, по-видимому, местоположение русла водотока, использовавшего некоторое время днище материнской формы в качестве канала стока. Наклонные протяженные оси синфазности, берущие начало на 75 м профиля и заканчивающиеся на 250 м, четко указывают на местоположение и структуру фаций БТЛ в разрезе отложений озерной террасы (рис. 5).

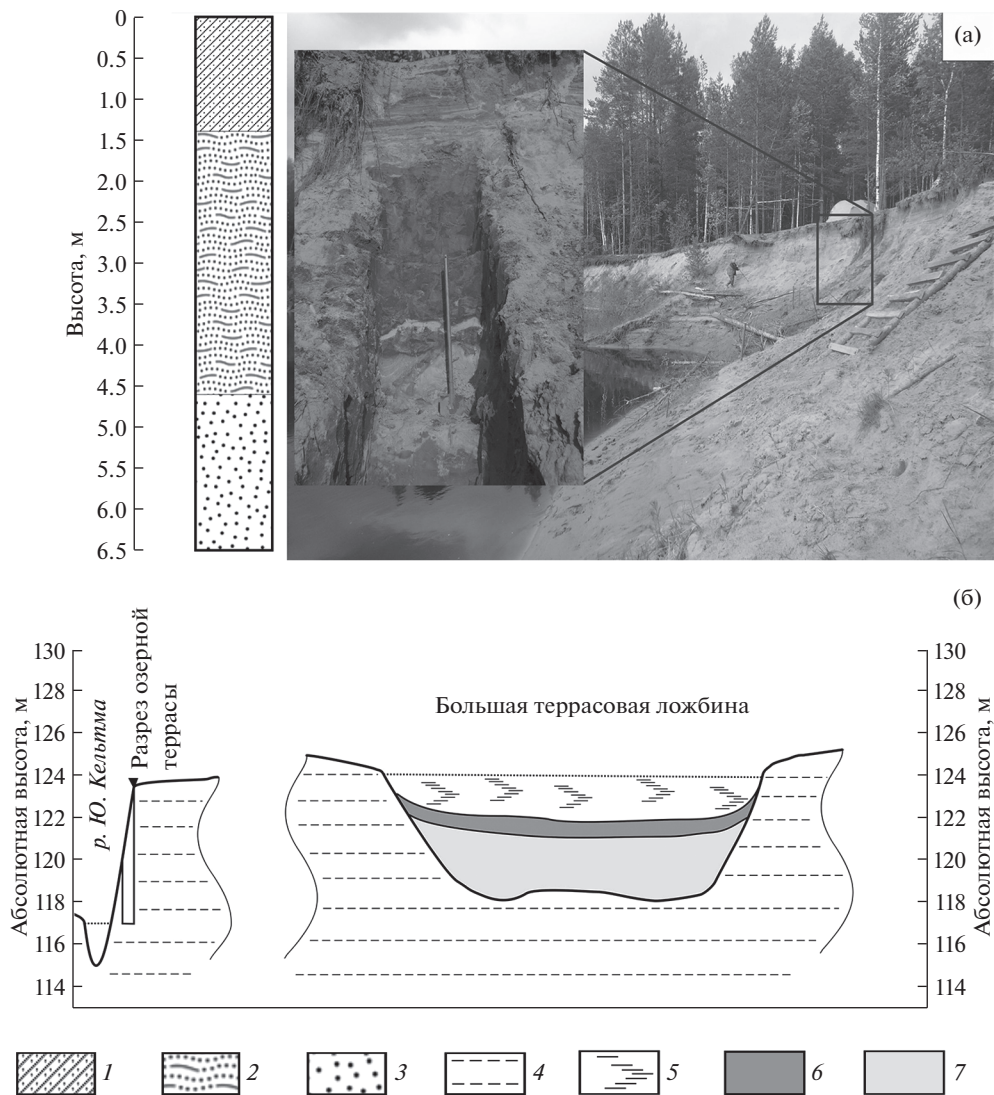


Рис. 3. Строение озерной террасы: (а) – литологическая колонка (слева) и фото разреза (справа) (местоположение отмечено на рис. 2), (б) – соотношение изученного разреза и БТЛ.

1 – переслаивание эоловых песков и алевритов, 2 – переслаивание суплинков, глинистых песков и супесей со следами криотурбаций, 3 – пески русловой фации аллювия, 4 – отложения озерной террасы, 5 – торф, 6 – ил (сапрпель), 7 – аллювиальные пески БТЛ.

Проведенная верификация данных георадиолокации с результатами бурения на трех вертикалях профиля позволяет детализировать фациальный состав всей толщи БТЛ (рис. 4, б). Волновая картина верхней части радарограммы сформирована отражением в неразложившемся торфе. Его мощность составляет около 0.7 м. Лежащая ниже часть радарограммы, где оси синфазности выглядят прерывистыми и менее различимыми, представляет собой область расположения разложившегося и частично уже минерализованного торфа. Мощность этих отложений по разрезу колеблется от

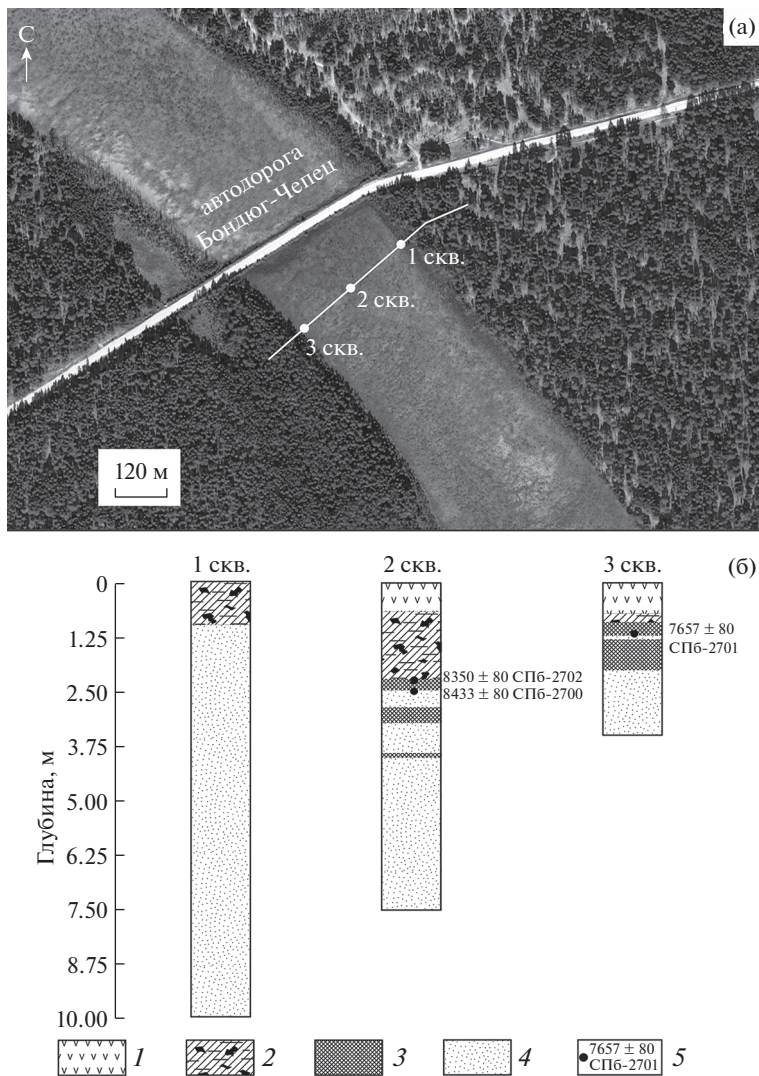


Рис. 4. Георадиолокационное зондирование и бурение скважин в днище БТЛ: (а) – места расположения георадарной трассы (профиля) и пробуренных скважин, (б) – литологические колонки скважин.

Торф сфагновый: 1 – слабо разложившийся, 2 – среднеразложившийся; 3 – сапрпель; 4 – песок мелкозернистый, 5 – калиброванная радиоуглеродная дата.

0.2 до 1.75 м. Ниже разложившийся торф достаточно резко переходит в илы (сапрпели) мощностью до 1.1 м с включениями слоев песка (0.1–0.5 м). На радарограмме это выглядит как появление ярко выраженных осей синфазности. Ниже по разрезу находится “прозрачный” тип отложений, обычно свойственный для песков, что и нашло подтверждение в районе расположения 2 и 3 скважин на отрезках профиля 130–170 м и 220–230 м соответственно. Появление ярко выраженных осей синфазности на радарограмме ниже “прозрачного” типа отложений было интерпретировано как наличие водоносности в подошве слоя “ложбинных” песков, ограниченных в разрезе кровлей,

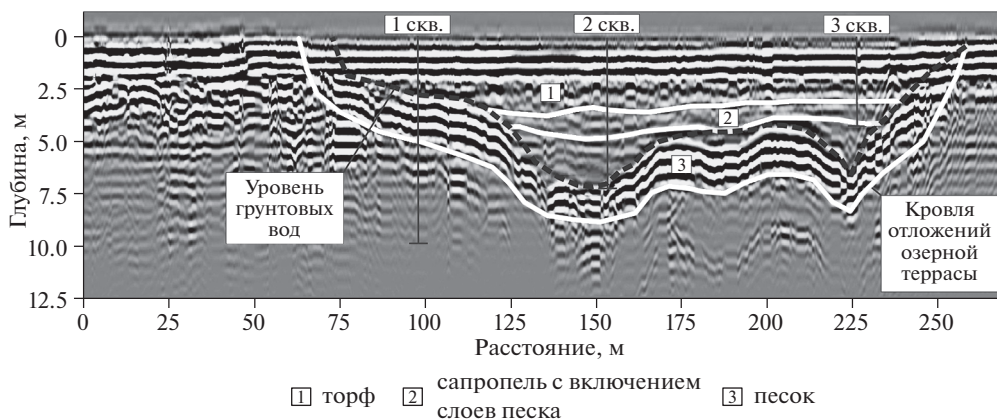


Рис. 5. Георадарограмма по профилю, пересекающему БТЛ (положение профиля на рис. 4).

по-видимому, более глинистых и “сухих” (?) отложений озерной террасы, коренным образом поменявших волновую картину. Недостаточная глубина второй скважины не позволяет более точно определить литологический состав и степень увлаженности осадочных толщ за контуром эрозионной формы.

Результаты исследования спорово-пыльцевых спектров из отложений второй скважины позволили выделить четыре палинозоны (рис. 6). В образцах глубже 2.8 м обнаружены единичные пыльцевые зерна, вследствие чего на диаграмме они не отражены.

Палинозона 1 (глубже 2.4 м). В отложениях, начиная с 2.4 м и ниже, общее количество пыльцы и спор растений постепенно снижается. Степень сохранности пыльцы плохая. Доля пыльцы древесных растений (АР) варьирует от 88 до 45%. Из пыльцы древесных преобладает *Betula exilis* до 45%, единично – *Alnus*, *Alnaster*, *Salix*. Из травянистых (NAP) доминирует пыльца *Chenopodiaceae* (до 35%), полыней, астровых, из гигрофитов – *Myriophyllum*. Среди кустарничков следует выделить пыльцу *Ephedra* – реликта перигляциальных ландшафтов. Отложения палинозоны соответствуют предбореальному и раннебореальному времени формирования. Особенности спорово-пыльцевых спектров позволяют говорить о существовании в это время медленно текущего водоема (протоки), по берегам которого были развиты ерниковые заросли с доминированием марево-полянных и злаково-разнотравных ассоциаций. Присутствие в палиноспектре достаточно большого количества пыльцы орешника (*Corylus*), по-видимому, связано с ее переотложением в результате размыва толщ теплых эпох, в периоды активности эрозионных процессов.

Палинозона 2 (1.6–2.4 м). Для зоны характерен спорово-пыльцевой спектр, значительно отличающийся от спектра нижележащих отложений. Доля пыльцы древесных растений возрастает здесь до 90%. Среди них преобладает пыльца *Pinus* – 35–45%, *Betula* – 30–40%, *Picea* – 8–15%, единично отмечен *Ulmus*, *Alnus*. Травянистые представлены семействами *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Cyperaceae* (5%) и другими таксонами. В это время, соответствующее концу бореального и началу атлантического периода, в ложбине начинается торфонакопление. Среди споровых доминирует *Sphagnum*, встречены *Equisetum*, *Polypodiaceae*, *Lycopodium s. Clavata*, что говорит о формировании заболоченного участка (болота) или зарастании остаточного водоема. Даты, полученные из сапропеля с глубины 2.2 и 2.45 м, имеют возраст 8350 ± 80 ^{14}C лет (СПб–2702) и 8433 ± 80 ^{14}C лет (СПб–2700) и подтверждают время начала этапа формирования болота.

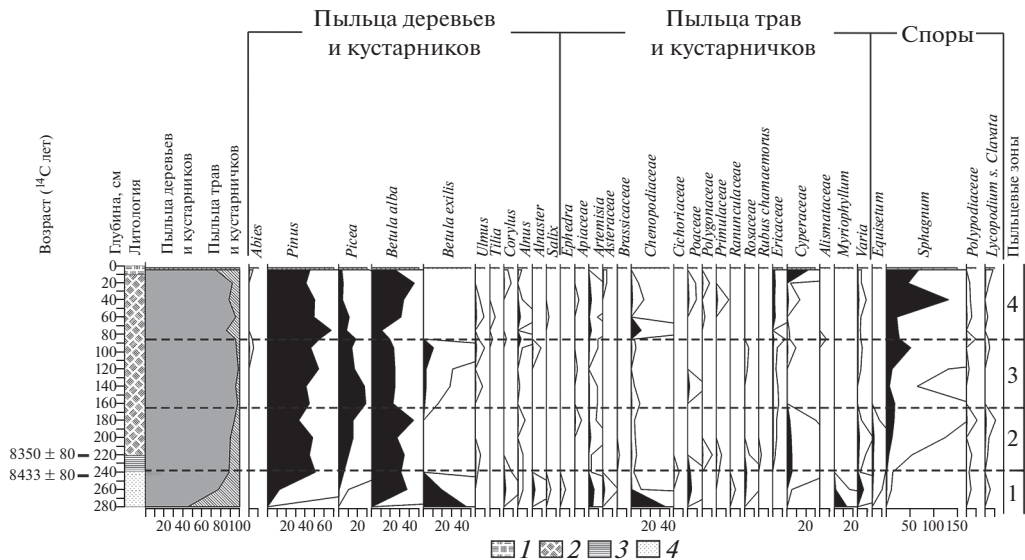


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений 2 скважины.

Торф сфагновый: 1 – слабо разложившийся, 2 – среднеразложившийся; 3 – сапрпель; 4 – песок мелкозернистый.

Палинозона 3 (0.85–1.6 м). В спорово-пыльцевых спектрах этого интервала сохраняется высокая доля пыльцы *Pinus* (до 40–50%), увеличивается доля *Picea* (до 30%), появляется *Abies sibirica*, сокращается доля пыльцы *Betula alba* (20–22%) и вновь появляется *Betula exilis* и *Alnaster*. Данный факт может говорить о некотором похолодании климата. Из широколиственных встречается пыльца *Ulmus*. Доля пыльцы травянистых в спектрах сокращается (1–3%), постоянно присутствует пыльца следующих таксонов: *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Rosaceae*, *Ericaceae*. Среди спорифитов доминируют споры сфагновых мхов. Этот интервал можно обозначить как период некоторого похолодания (суббореальное) и максимального развития темнохвойных еловых формаций.

Палинозона 4 (0.05–0.85 м). Соотношение пыльцы древесных варьирует около 90–95%, травянистых – 5–10%, доля сфагновых доходит до 14%. Среди пыльцы древесных растений преобладает *Pinus* (до 60%), *Betula* (30–40%), уменьшается доля пыльцы *Picea* (5–10%), из широколиственных встречены пыльцевые зерна *Ulmus*, *Tilia*. Травянистые растения представлены следующими таксонами: *Artemisia* (2–3%), *Chenopodiaceae* (до 10%), *Poaceae*, *Polygonaceae*, *Primulaceae*, *Ericaceae* (2%), *Cyperaceae* (до 20%) и другие. За все время осадконакопления отмечено максимальное количество спор сфагновых мхов. Этот интервал характеризуется широким развитием сосновых лесов, а также формированием елово-березовых лесов с незначительной примесью широколиственных пород.

ОБСУЖДЕНИЕ

Принимая во внимание калининский возраст озерной террасы, в которую врезаны три позднеплейстоценовые надпойменные террасы р. Южная Кельтма [29], стало возможным в первом приближении наметить временные рамки формирования БТЛ. Судя по наличию “конуса” болотного урочища, располагающегося ниже ее устья, – четко выраженного следа функционирования канала стока на поверхности первой надпойменной террасы Камы (рис. 2, а), образование вреза произошло уже после

окончания активной фазы развития последней. По всей видимости, период развития БТЛ относится к осташковскому стадиалу, времени, когда, по мнению [9–11], через кельтминский спиллвей в южную половину Кельтминской ложбины могли поступать подпрудно-ледниковые воды из бассейна Вычегды. О формировании БТЛ в заключительную стадию позднего валдая может говорить и ее геоморфологическая позиция относительно высотного положения надпойменных террас рек Южной Кельтмы, Пильвы и Тимшера, располагающихся гипсометрически ниже ее уровня, т.е. сформировавшихся уже после образования канала. Временные границы протекания данного процесса с большой долей вероятности совпадают с периодом образования макроизлучин у рек, принадлежащих смежным с бассейном Камы территориям. Подобные события, по мнению [30, 31], в массовом порядке происходили 18–13 тыс. л. н., во время устойчивых и продолжительных эпох потеплений, характеризующихся высокими объемами расходов воды в реках.

Важную роль в определении времени образования КС в Кельтминской ложбине может сыграть установление способа и последовательности событий при их формировании. Принимая во внимание, что гидролого-климатические условия этого периода не являлись благоприятными для развития флювиальных процессов вообще и русловых процессов в частности (криоаридное время), в качестве *возможной* причины образования КС, используя принцип актуализма, по-видимому, следует принять прорывы подпруженных вод через гребень эолового шлейфа. Подобные проявления локализованных в пространстве размывов можно сравнить с образованием проранов при разрушении искусственных дамб в периоды половодий или паводков при экстремальных уровнях воды в реках или в прудах с нерегулируемым расходом воды. Следует учитывать, что скопление песчаного материала, возвышавшегося над уровнем террасы, представляло собой подобие естественной дамбы. При достижении критических уровней воды, на вершинах дамб, по-видимому, сначала происходило формирование микроврезов, часть из которых затем превращалась в глубокие и широкие прораны. Подобные события, схожие по механизму образования аналогичных форм в эоловых накоплениях, установлены в бассейне Верхнего Нигера (Западная Африка). Переполнение озера, образовавшегося в одну из флювиальных эпох плейстоцена в границах современной внутренней дельты реки, после прорыва вод через песчаные гряды привело к спуску водоема и кардинальной перестройке русловой сети – формированию современного бассейна р. Нигер [32].

Применительно к случаю образования каналов стока на поверхности эолового урочища логично предположить, что причиной формирования сквозных врезов в теле песчаного шлейфа был рассредоточенный по всей его длине размыв запруды. В процессе образования проранов происходило понижение уровня озеровидного водоема, занимавшего некоторое время южную часть Кельтминской ложбины. Данный процесс должен был сопровождаться осушением (подвешиванием) сначала самых мелких ложбин стока, а затем и более крупных. По всей видимости, реки Ю. Кельтма и Пильва, пересекающие эоловый шлейф, унаследовали врезы главных проранов, постепенно смоделировав их до размеров современных долин в результате воздействия русловой эрозии.

Результатом пятящейся эрозии в процессе постепенного углубления русел проранов следует считать слабо выраженное (визуально не определяющееся) на ровной поверхности озерной террасы линейное понижение, которое трассируется от “истока” БТЛ в направлении кельтминского порога (д. Канава) на расстоянии до 70 км с помощью методов математико-картографического моделирования. Обнаружить следы древнего русла, “поглощенного” болотом, стало возможным с помощью TWI. По значениям этого индекса, полученного расчетным путем по ЦМР, были установлены своего рода тальвеги слабонаклонных (практически плоских) водосборов в пределах болотных систем (рис. 7).

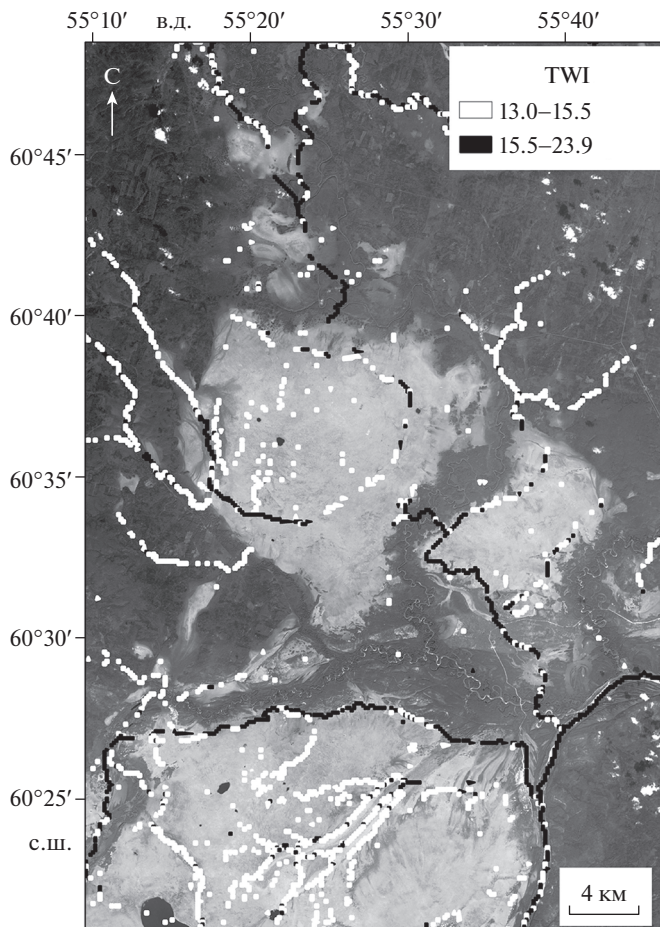


Рис. 7. Результаты расчета TWI (линейные понижения рельефа). В легенде приведены только наиболее высокие значения.

Одним из вариантов интерпретации пространственного согласия БТЛ с проявлением древней русловой системы на поверхности болотных урочищ можно считать их общую принадлежность к конечной эрозионной форме – руслу временного водотока, образовавшегося на заключительной стадии перетока вод из подпрудно-ледникового водоема в бассейн Камы через Кельтминскую ложбину.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение и учет особенностей геоморфологической позиции КС по отношению ко всем другим элементам рельефа Кельтминской ложбины позволили установить временные рамки их формирования. Расположение подобных образований на поверхности озерной террасы калининского возраста и наличие следов воздействия русловых потоков на поверхности первой надпойменной террасы (молого-шекснинское потепление) дают основание ограничить их возраст периодом не старше осташковского. Более определенно на осташковский возраст образования КС указывает их расположение гипсометрически выше долинных систем Южной Кельтмы, Тимшера и Пиль-

вы, формирование которых приходится на период после завершения LGM – 18–13 тыс. л. н. Вероятность образования реликтовых форм в перигляциальных условиях ошашковского стадиала косвенно подтверждают и результаты изучения пыльцы растений в разрезе отложений дна БТЛ. В качестве наиболее вероятной модели заложения КС на южной периферии Кельтминской ложбины рассматривается формирование проанов, образовавшихся в теле эолового шлейфа, – самой высокой части озерной террасы в результате переполнения временного водоема подпрудно-ледниковыми водами из вычегодского бассейна.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00276.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Апродов В.А.* О речной сети в средней части западного склона Урала и Приуралья // Мат-лы по геоморфологии Урала. М.–Л.: Изд-во Мин. геол. СССР, 1948. С. 219–224.
2. *Краснов И.И.* Четвертичные отложения и геоморфология Камско-Печорско-Вычегодского водораздела и прилегающих территорий // Мат-лы по геоморфологии Урала. М.–Л.: Изд-во Мин. геол. СССР, 1948. С. 47–88.
3. *Яковлев С.А.* Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия). М.: Госгеолтехиздат, 1956. 314 с.
4. *Крапивнер Р.Б.* Проблема соединения бассейнов Камы, Вычегды и Печоры в четвертичное время и перигляциальные отложения бассейна Камы // Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1961. Т. XXXVI (2). С. 81–101.
5. *Горецкий Г.И.* Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М.: Наука, 1964. 416 с.
6. *Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 280 с.
7. *Волков И.А., Казьмин С.П.* Сток вод последнего оледенения Севера Евразии // География и природные ресурсы. 2007. № 4. С. 5–10.
8. *Гросвальд М.Г.* Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания // Мат-лы гляциол. исслед. 2009. Вып. 106. 152 с.
9. *Lysa A., Jensen M.A., Larsen E., Fredin O., and Demidov I.N.* Ice-distal landscape and sediment signatures evidencing damming and drainage of large pro-glacial lakes, northwest Russia // *Boreas*. 2011. Vol. 40. P. 481–497.
10. *Lysa A., Larsen E., Buylaert J.-P., Fredin O., Jensen M., and Kuznetsov D.* Late Pleistocene stratigraphy and sedimentary environments of the Severnaya Dvina-Vychehga region in northwestern Russia // *Boreas*. 2014. Vol. 43. P. 759–779.
11. *Лавров А.С., Потапенко Л.М.* Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Приитманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). М.: Можайский полиграфический комбинат, 2012. 191 с.
12. *Назаров Н.Н.* Плейстоценовые перестройки речных русел и современное развитие пойменно-русловых комплексов верхней Камы // *Геоморфология*. 2017. № 3. С. 88–100.
13. *Nazarov N.N., Kopytov S.V., Zhuikova I.A., and Chernov A.V.* History of the channel systems formation of the Kama-Keltma lowland in the Late Pleistocene // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2019. V. 321 (1). 012023
14. *Maslennikova O. and Mangerud J.* Where was the outlet of the ice-dammed Lake Komi, Northern Russia? // *Global and Planetary Change*. 2001. № 31. P. 337–345.
15. *Mangerud J., Jacobsson M., Alexanderson H., Astakhov V., Clarke G.C.K., Henriksen M., Hjort C., Krinnerm G., Lunkkja J.-P., Moller P., Murray A., Nikolskaya O., Saarnisto M., Svendsen J.I.* Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. P. 1313–1332.
16. *Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingolfsson O., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.-P., Lysa A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Moller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M., Spielhagen R., Stein R.*

- Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. 2004. № 23. P. 1229–1271.
17. *Panin A.V., Astakhov V.I., Lotsari E., Komatsu G., Lang J., and Winsemann J.* Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // *Earth-Science Reviews*. 2020. V. 201. 103069.
 18. *Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Панин А.В., Чернов А.В.* Палеогеография и вычегды в позднеледниковье и голоцене // *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 1999. № 5. С. 34–41.
 19. *Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Голубева Ю.В., Чернов А.В.* Седиментационные обстановки и геохронология перехода от позднего плейстоцена к голоцену в долине р. Вычегда // *ДАН*. 2014. Т. 455. № 1. С. 52–57.
 20. *Zaretskaya N.E., Panin A.V., and Karpukhina N.V.* The SIS limits and related proglacial events in the Severnaya Dvina basin, Northwestern Russia: review and new data // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2018. V. 90. № 2. P. 301–313.
 21. *Зарецкая Н.Е., Корсакова О.П., Панин А.В.* МИС 3 на северо-востоке Европы: геохронология и событийность // *Геология и геофизика*. 2019. Т. 60. № 8. С. 1153–1170.
 22. *Назаров Н.Н., Копытов С.В.* Использование данных дистанционного зондирования в изучении перестроек речной сети (на примере восточной Камы) // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2019. Т. 16. № 1. С. 105–117.
 23. *Beven K.J., Kirkby M.J.* A physically-based variable contributing area model of basin hydrology // *Hydrological Science*. 1979. V. 24. P. 43–69.
 24. *Moore I.D., Grayson R.B., Ladson A.R.* Digital terrain modelling: A review of hydrological, geomorphological and biological applications // *Hydrological Processes*. 1991. V. 5. P. 3–30.
 25. *Florinsky I.V.* Digital terrain analysis in soil science and geology. 2nd revised edition. Amsterdam: Elsevier, 2016. 486 p.
 26. *Гричук В.П.* Методика обработки осадочных пород, бедных органическими остатками, для целей пылевого анализа // *Проблемы физической географии*. 1940. Т. 8. С. 53–58.
 27. *Grimm E.C.* TILIA and TILIA GRAPH.PC spreadsheet and graphics software for pollen data // *INQUA, Working Group on Data-Handling Methods*. Newsletter. 1990. № 4. P. 5–7.
 28. *Старовойтов А.В.* Интерпретация георадиолокационных данных. Уч. пособие. М.: Изд-во МГУ, 2008. 192 с.
 29. *Рябов Н.В.* Древние приледниковые бассейны междуречья Камы, Печоры, Вычегды и их реликты // *Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода*. 1976. № 45. С. 94–105.
 30. *Panin A., Matlakhova E.* Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20ka and its palaeohydrological implications // *Catena*. 2015. V. 130. С. 46–61.
 31. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В.* Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом (ст. 2. Гидравлические методы реконструкции расходов палеорек) // *Геоморфология*. 2017. № 2. С. 3–13.
 32. *Tricart J.* Geomorphologie dynamique de la moyenne vallee du Niger (Soudan) // *Annales de Geographie*. 1959. V. 68 (368). P. 333–343.

Pleistocene runoff channels in the southern part of the Keltma hollow (Kama–Vychehda watershed)

N. N. Nazarov^{a,#}, S. V. Kopytov^a, I. A. Zhuikova^b, and A. V. Chernov^c

^a Perm State University, Perm, Russia

^b Vyatka State University, Kirov, Russia

^c Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

[#] E-mail: nikolainazarovpsu@gmail.com

The article discusses the origin of runoff channels in the Keltma hollow (Keltma spillway), which is a through valley between the Vychehda and Kama basins. The research conducted using field (GPR survey, cores drilling, radiocarbon, spore-pollen analysis) and remote sensing (interpretation of satellite images, calculation of topographic wetness index) methods that made possible to determine the time and speculate on the causes of their formation. The location of runoff channels on the Kalininian (Early Weichselian, MIS 4–5) lake terrace surface and their traces on the surface of the Kama first terrace limits their age to a peri-

od of no more than Ostashkov (Late Weichselian, MIS 2) epoch. The same is indicated by the location of these formations hypsometrically above the South Keltma, Timsher and Pilva valley systems, the formation of which falls on the period after the completion of the LGM – 18–13 ka. The probability of relict landforms formation under the periglacial conditions of the Ostashkov stage is indirectly confirmed by the results of pollen studies from the in-fill of the largest channel – the so called Large Terrace Hollow. Scour formation in the aeolian plume body is proposed as the most likely model for the runoff channels formation in the Keltma hollow. The aeolian sand plume served as a dam of a reservoir filled with ice-dammed waters from the Vychedga basin.

Keywords: Keltma hollow, spillway, Upper Kama basin, radiocarbon dating, Ground Penetration Radar (GPR) method, pollen analysis, Topographic Wetness Index

ACKNOWLEDGMENTS

The reported study was funded by RFBR, project number 20-05-00276.

REFERENCES

1. Aprodov V.A. *O rechnoi seti v srednei chasti zapadnogo sklona Urala i Priural'ya* (About the River Network in the Middle of the Western slope of the Urals and the Pre-Urals). *Materialy po geomorfologii Urala*. M.–L.: Izd-vo Min. geol. SSSR (Publ.), 1948. P. 219–224. (in Russ.)
2. Krasnov I.I. *Chetvertichnye otlozheniya i geomorfologiya Kamsko-Pechorsko-Vychedgskogo vodorazdela i priliegayushchikh territorii* (Quaternary Deposits and Geomorphology of the Kama-Pechora-Vychedga Watershed and Adjacent Territories). *Materialy po geomorfologii Urala*. M.–L.: Izd-vo Min. geol. SSSR (Publ.), 1948. P. 47–88. (in Russ.)
3. Yakovlev S.A. *Osnovy geologii chetvertichnykh otlozhenii Russkoi ravniny* (Basics of the Quaternary Geology of the Russian Plain). L.: VSEGEI (Publ.), 1956. 314 p. (in Russ.)
4. Goretsky G.I. *Allyuvii velikikh antropogenovykh prarek Russkoyi ravniny* (Alluviums of the Great Antropogenic Pra-Rivers of the Russian Plain. Pra-Rivers of Kama Basin). M.: Nauka (Publ.), 1964. 416 p. (in Russ.)
5. Krapivner R.B. *Problema soedineniya basseinov Kamy, Vychedgy i Pechory v chetvertichnoe vremya i periglyatsial'nye otlozheniya basseina Kamy* (The Problem of the Connection of the Kama, Vychedga and Pechora Basins in Quaternary and Periglacial Sediments of the Kama Basin). *Byull. MOIP. Otd. geologii*. 1961. T. XXXVI (2). P. 81–101. (in Russ.)
6. Kvasov D.D. *Pozdnechetvertichnaya istoriya krupnykh ozer i vnutrennikh morei Vostochnoyi Evropy* (Late Quaternary History of Large Lakes and Inland Seas of Eastern Europe). L.: Nauka (Publ.), 1975. 278 p. (in Russ.)
7. Volkov I.A. and Kaz'min S.P. *Stok vod poslednego oledeneniya Severa Evrazii* (The Water Runoff During the Last Glaciation of Northern Eurasia). *Geografiya i prirodnye resursy. (Geography and Natural Resources)*. No. 4. P. 5–10. (in Russ.)
8. Grosswald M.G. *Oledenenie Russkogo Severa i Severo-Vostoka v epokhu poslednego velikogo pokholodaniya* (Ice Sheets in the Russian North and North-East During the last Great Chill). *Materialy glytsiologicheskikh issledovaniy*. M.: Nauka (Publ.), 2009. Vol. 106. 152 p. (in Russ.)
9. Lysa A., Jensen M.A., Larsen E., Fredin O., and Demidov I.N. Ice-distal Landscape and Sediment Signatures Evidencing Damming and Drainage of Large Pro-glacial Lakes, Northwest Russia. *Boreas*. 2011. Vol. 40. P. 481–497.
10. Lysa A., Larsen E., Buylaert J.-P., Fredin O., Jensen M., and Kuznetsov D. Late Pleistocene Stratigraphy and Sedimentary Environments of the Severnaya Dvina-Vychedga Region in Northwestern Russia. *Boreas*. 2014. Vol. 43. P. 759–779.
11. Lavrov A.S. and Potapenko L.M. *Neopleistotsen Pechorskoi nizmennosti i Zapadnogo Pritiman'ya (stratigrafiya, paleogeografiya, khronologiya)*. (Neopleistocene of Pechora Lowland and West Timan Region (Stratigraphy, Paleogeography, Chronology). M.: Mozhaiskii poligraficheskii kombinat (Publ.), 2012. 191 p. (in Russ.)
12. Nazarov N.N. *Pleistotsenovye perestroiki rechnykh rusel i sovremennoe razvitiye poimanno-rusovykh kompleksov verkhnei Kamy* (Pleistocene Reorganization and Recent Development of River Channels in the Upper Kama River Basin). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2017. No. 3. P. 88–100. (in Russ.)
13. Nazarov N.N., Kopytov S.V., Zhuikova I.A., and Chernov A.V. The History of the Kama-Keltma Lowland Channel Systems Formation in the Late Pleistocene. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2019. Vol. 321(1). 012023.
14. Maslennikova O. and Mangerud J. Where was the Outlet of the Ice-dammed Lake Komi, Northern Russia? *Global and Planetary Change*. 2001. Vol. 31. P. 337–345.

15. Mangerud J., Jacobsson M., Alexanderson H., Astakhov V., Clarke G.C.K., Henriksen M., Hjort C., Krinnerm G., Lunkkja J.-P., Moller P., Murray A., Nikolskaya O., Saarnisto M., and Svendsen J.I. Ice-dammed Lakes and Rerouting of the Drainage of Northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*. 2004. Vol. 23. P. 1313–1332.
16. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingolfsson O., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.-P., Lysa A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Moller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M., Spielhagen R., and Stein R. Late Quaternary Ice Sheet History of Northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*. 2004. Vol. 23. P. 1229–1271.
17. Panin A.V., Astakhov V.I., Lotsari E., Komatsu G., Lang J., and Winsemann J. Middle and Late Quaternary Glacial Lake-outburst Floods, Drainage Diversions and Reorganization of Fluvial Systems in Northwestern Eurasia. *Earth-Science Reviews*. 2020. Vol. 201. 103069.
18. Sidorchuk A., Borisova O., Kovalyukh N., and Panin A. *Paleogidrologiya nizhnei Vychehgy v pozdnelednikov'e i golotsene* (Palaeohydrology of the Lower Vychehga River in the Late Glacial and Holocene). *Vestnik Mosk. un-ta. Ser. 5. Geografiya*. 1999. No. 5. P. 34–41. (in Russ.)
19. Zaretskaya N.E., Panin A.V., Chernov A.V., and Golubeva Y.V. *Sedimentatsionnye obstanovki i geokhronologiya perekhoda ot pozdnego pleistotsena k golotsenu v doline r. Vychehga* (Sedimentation Settings and the Late Pleistocene-Holocene Geochronology in the Vychehga River Valley). *DAN (Doklady Earth Sciences)*. 2014. T. 455. No. 1. P. 52–57. (in Russ.)
20. Zaretskaya N.E., Panin A.V., and Karpukhina N.V. The SIS Limits and Related Proglacial Events in the Severnaya Dvina Basin, Northwestern Russia: Review and New Data. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2018. Vol. 90. No. 2. P. 301–313.
21. Zaretskaya N.E., Korsakova O.P., and Panin A.V. *MIS 3 na severo-vostoke Evropy: geokhronologiya i sobytijnost'* (Marine Isotopic Stage 3 in Northeastern Europe: Geochronology and Events). *Geologiya i geofizika (Geology and Geophysics)*. 2019. T. 60. No. 8. P. 1153–1170. (in Russ.)
22. Nazarov N.N. and Kopytov S.V. *Ispol'zovanie dannykh distantsionnogo zondirovaniya v izuchenii perestroek rechnoi seti (na primere verkhnei Kamy)* The use of remote sensing data in the study of river network reorganization (by example of the Upper Kama). *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2019. T. 16. No. 1. P. 105–117. (in Russ.)
23. Beven K.J. and Kirkby M.J. A Physically-based Variable Contributing Area Model of Basin Hydrology. *Hydrological Science*. 1979. Vol. 24. P. 43–69.
24. Moore I.D., Grayson R.B., and Ladson A.R. Digital Terrain Modelling: A Review of Hydrological, Geomorphological and Biological Applications. *Hydrological Processes*. 1991. Vol. 5. P. 3–30.
25. Florinsky I.V. Digital Terrain Analysis in Soil Science and Geology. 2nd revised edition. Amsterdam: Elsevier, 2016. 486 p.
26. Grichuk V.P. *Metodika obrabotki osadochnykh porod, bednykh organicheskimi ostatkami, dlya tseli pyl'tsevoego analiza* (Poor Sediments Treatment Methods in Organic Remains for the Pollen Analysis). *Problemy fizicheskoi geografii*. 1940. Vol. 8. P. 53–58. (in Russ.)
27. Grimm E.C. TILIA and TILIA GRAPH.PC spreadsheet and graphics software for pollen data. *INQUA, Working Group on Data-Handling Methods. Newsletter*. 1990. No. 4. P. 5–7.
28. Starovoytov A.V. *Interpretatsiya georadiolokatsionnykh dannykh. Uch. posobie*. (The GPR Data Interpretation). M.: Izd-vo MGU (Publ.), 2008. 192 p.
29. Ryabkov N.V. *Drevnie prilednikovye basseiny mezhdurech'ya Kamy, Pechora, Vychehga and Their Relicts*. *Bulleten Komis-sii po izucheniyu chetvertichnogo perioda (Bulletin of commission for study of the Quaternary)*. Vol. 45. M.: Nauka (Publ.), 1976. P. 94–105. (in Russ.)
30. Panin A. and Matlakhova E. Fluvial Chronology in the East European Plain over the last 20ka and its Palaeohydrological Implications. *Catena*. 2015. Vol. 130. P. 46–61.
31. Sidorchuk A.Y. and Panin A.V. *Geomorfologicheskie podkhody k otsenke velichiny rechnogo stoka v geologicheskom proshlom (st. 2. Gidravlicheskie metody rekonstruktsii raskhodov paleorek)* (Geomorphological Approach to the River Runoff Evaluation in the Geological Past (Paper 2. Estimation of River Palaeo-discharges Based on Channel Hydraulics). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2017. No. 2. P. 3–13. (in Russ.)
32. Tricart J. Geomorphologie Dynamique de la Moyenne Vallee du Niger (Soudan). *Annales de Geographie*. 1959. Vol. 68(368). P. 333–343.