

ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

УДК 631.48: 631.445.11: 631.417.2

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПАЛЕОПОЧВ
В ДРЕВНИХ ЛАНДШАФТАХ СЕВЕРА РОССИИ

Л.А. Фоминых, Б.Н. Золотарева, Д.Л. Пинский

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
142290, Московская обл., Пушкино, ул. Институтская, 2, Россия, lfominyck@rambler.ru*

Палеопочвы в естественных ландшафтах характеризуют почвообразование аккумулятивных и трансаккумулятивных позиций. Природу, сущность и разнообразие палеопочв определяет тесная связь морфолитогенной основы с типом почвообразования. В интервале 2,5–25 тыс. лет выявлена общая направленность почвообразования в отдельных термочронорядках: увеличение глубины гумификации, подкисление среды, а также активизация процесса засоления в экстраконтинентальных условиях Колымской низменности.

Криолитозона, палеопочвы, гумусовые вещества, фракционный состав и тип гумуса, кислотность, тип и химизм засоления, солевой профиль

COMPARATIVE ANALYSIS OF PALEOSOLS OF NORTHERN RUSSIA

L.A. Fominykh, B.N. Zolotareva, D.L. Pinsky

*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, RAS,
142290, Moscow region, Pushchino, Institutskaya str., 2, Russia, lfominyck@rambler.ru*

Paleosols of different ages characterise pedogenesis in accumulative and transaccumulative positions of ancient natural landscapes. The origin and nature of modern paleosols has been determined by close connection of morpholotogenetic basis with the type of soil formation. A general tendency of humus formation (i. e. increasing depth of humification, acidization of substrate) and activation of salinization processes in the Kolyma lowland extra-continental climate conditions during pedogenesis in some termochrono-sequences 2.5–25 Kyr BP has been revealed.

Cryolithozone, paleosols, humus substances, type of humus, fraction composition, acidity of soils, salt profile, type and chemical characteristics of salinization

ВВЕДЕНИЕ

Классические многометровые обрывы лёссовых районов древней плейстоценовой криолитозоны Европы детально изучены большими коллективами палеогеографов, геологов и почвоведов [Величко, 1973; Добродеев, 1974; Морозова, 1981; Гугалинская, 1982; Глушанкова, 1994, 2008; Болиховская, 1995]. В них запечатлена связанная с изменениями природной среды этапность (прерывистость) педогенеза в виде чередования погребенных почв и лёссов, отделяющих одну свиту ископаемых почв от другой. Большинство исследователей лёссовых регионов в своих палеопочвенных построениях, вслед за В.И. Крокосом, К.К. Марковым, А.И. Москвитиним и другими, считали, что ископаемые почвы соответствуют межледниковым или межстадиальным потеплени-

ям климата, а разделяющие их горизонты характеризуют похолодания ледниковых эпох или их стадий. Однако полученные в последние 30–40 лет данные о возрасте палеопочв не подтверждают “жесткой” привязки древнего почвообразования к теплым временным интервалам. Возраст погребенных почв часто выходит за временные пределы термочронов, не укладываясь строго в их рамки. Более того, анализ существующего массива данных по радиоуглеродному возрасту палеопочв нередко обнаруживает “сгущение” дат далеко не в самых “теплых” секторах геохронологической шкалы последнего ледникового периода плейстоцена–пленегляциала [Болиховская, Болиховский, 1979; Втюрин и др., 1979, 1984; Гугалинская, Фоминых, 1989; Фоминых, Гугалинская, 1990; Болиховская, 1995].

Анализ литературного материала [Ложкин, 1975, 1987; Каплина, 1981; Васильчук, 1992; Кожевников, Железнов-Чукотский, 1995; Ложкин, Андерсон, 2005; Shiermeister et al., 2002; Sher et al., 2005] и наши данные показывают, что даже в периоды жестких похолоданий позднего плейстоцена и активного (мощного, непрерывного) осадконакопления, сопровождающегося на больших площадях сингенетическим почвообразованием, в этих же ландшафтах существовали “очаги” активного эпигенетического почвообразования, которое также периодически прерывалось процессами осадконакопления.

Обычно палеопочвы обнаруживаются в расчистках естественных обнажений рек и озер, а также в карьерах или глубоких разрезах – траншеях, венчаемых, как правило, профилем зональной почвы (например, дерново-подзолистой, серой лесной или чернозема – в центре Русской равнины). И у исследователей, как правило, не возникало сомнений в том, что морфогенетические различия погребенной и современной почв связаны с эволюцией (био)климатической обстановки в данной природной зоне за период времени, отделяющий этап формирования и захоронения палеопочвы от современности. Исследователи предостерегали только от излишне прямолинейного актуализма “при сопоставлении древних почв с современными”. К тому же, “будучи всегда продуктом определенного комплекса почвообразователей, палеопочвы в аспекте времени в известной степени могут быть неповторимыми. Поэтому генетическая диагностика древних почв должна производиться осмотрительно..., а не на автоматическом принципе современных почв-аналогов” [Герасимов, 1971, с. 7].

Поскольку погребенные почвы рассматривались как безусловное наследие былых плакорных ландшафтов, появление в них таких признаков, как засоление, оглеение и других, объяснялось спецификой древнего плакорного почвообразования, вторичными диагенетическими процессами, а также воздействием на дервнечные толщи вечной или сезонной мерзлоты [Герасимов, 1971]. Хотя уже в одной из ранних работ отечественного почвоведения, посвященной палеопочвам, обращается внимание на то, что погребенные почвы очень часто обнаруживаются на шлейфах склонов и в долинах, поэтому они нередко имеют признаки оглеения, засоления и т. д. [Глазовская, 1956].

Погребенные почвы в различных регионах мерзлотной области Севера занимают аккумулятивные и трансаккумулятивные позиции в палеорельефе [Александровский, 1972; Евсеев, 1991; Русанова, Кюхри, 2003; Русанова, 2008; Золотарева и др., 2009]. Это реликтовые криогенные депрессионные формы и образования в пределах плакоров, голоценовые террасы рек и озер, межполигонные

полосы стока, делювиально-солифлюкционные конусы выноса, плейстоценовые аласы и др. Поэтому имманентность оглеения и засоления палеопочв – результат палеопедогенеза в условиях дополнительного к атмосферному увлажнения. Согласно эволюционным представлениям В.А. Ковды [1965, 1981], “...почвы и ландшафты аккумулятивных равнин Европейской и Азиатской частей СССР являются не только просто палеогидроморфными, но многократно палеогидроморфными и палеогаломорфными...” [Ковда, 1981, с. 41–45].

Исследование разновозрастных погребенных почв выявило сложность профилей, связанную со стадийностью их формирования, и сходный характер эволюции процессов почвообразования. Накоплен большой материал по характеристике органического вещества погребенных почв [Добродеев, Глушанкова, 1968; Глушанкова, Аммосова, 1974; Добродеев, 1974; Фоминых, Золотарева, 1977; Цацкин, 1979; Чичагова, 1992; Холодов и др., 2006; Золотарева и др., 2009]. Опубликованы обобщающие материалы изучения органического вещества ископаемых почв [Бирюкова, Орлов, 1980; Морозова, 1981; Гугалинская, 1982; Глушанкова, 1994; Дергачева, 1997; Дергачева и др., 2000]. Предложен педогумусовый метод диагностики природной палеосреды [Дергачева, 1998а–в; Дергачева и др., 2000].

Цель настоящей работы – сравнительное исследование состава и свойств палеопочв разного генезиса и возраста в контрастных природно-климатических регионах Субарктики.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение погребенных почв (ПП) проведено в пределах северного ареала покровных суглинков европейской части России на востоке Большеземельской тундры и на севере Якутии. Погребенные суглинистые почвы в районах Европейского Северо-Востока до недавнего времени не были описаны. В.Н. Конищев [1965] упоминает о погребенных почвенных горизонтах в таликовых полосах стока Воркутинской тундры. Погребенная почва на склоне гряды Нерусовой–Мусюр (к северу от Воркуты) возрастом (6030 ± 170) лет (ИГ РАН-2271) описана в работе [Русанова, Кюхри, 2003]. Наши исследования проводились на двух ключевых участках южной тундры в окрестностях Воркуты.

1. Конусовидный уступ склоновой поверхности нивально-солифлюкционного генезиса в тыловой части террасы р. Сыр-яха. Здесь описана дерново-глеявая почва (разр. 9-72), в толще которой прослеживаются четыре погребенных темноцветных гумусово-аккумулятивных горизонта.

2. Межблочная ложбина стока пологого склона водораздела – увала, дренируемая правым притоком р. Уса. На этом участке описана дерновая

почва (разр. 4-72), профиль которой включает два темноцветных погребенных горизонта.

В прошлом данные участки, подчиняясь ритмике природного процесса, неоднократно перекрывались направленными потоками делювиально-солифлюкционного материала с прилежащих частей водораздела. Активизация этих процессов соответствовала этапам похолоданий в ландшафтах голоцена, во время которых происходило погребение почв [Александровский, 2004]. В периоды потеплений происходила стабилизация поверхности и аккумулятивное почвообразование гидроморфного типа на свежееотложенном делювиальном материале.

На севере Якутии исследования погребенных почв проведены на песчаной равнине Халлерчинской тундры (оз. Бол. Котельничское, север субарктической тундры) и на водораздельных поверхностях останцов ледового комплекса (ЛК) в правобережье среднего течения р. Алазея (южная окраина субарктической тундры). В районе оз. Бол. Котельничское исследованы погребенные почвы двух циклов почвообразования. Погребенные песчано-супесчаные минеральные почвы (разр. 3-83) и торфяники (разр. 5-83) на террасе 10-метрового уровня имеют возраст (4460 ± 90) лет (ГИН-3707) и (4040 ± 60) лет (ГИН-3709) соответственно и относятся, по схеме Н.А. Хотинского [1977], к раннесуббореальному циклу почвообразования. На террасе 20-метрового уровня в одновозрастной палеокатене раннеатлантического цикла "торфяники-минеральные почвы", исследовались погребенные минеральные почвы (разр. 9-83), возраст торфяника (7440 ± 60) лет (ГИН-3708).

Погребенные почвы ЛК обнаружены в обрыве подмываемого Алазеей высокого останца древнего аласа, вложенного в едомную толщу. Они имеют позднеплейстоценовый возраст и сложное строение [Гугалинская, Фоминых, 1989]. В пределах 14-метрового гипсометрического уровня описана погребенная почва возрастом ($23\,900 \pm 900$) лет, ГИН-6307 (разр. 19-83), на 20-метровой отметке от уреза реки – палеопочва возрастом более 19 600 лет, ГИН-4335 (разр. 20-83). Возраст обеих почв отвечает главным климатическим рубежам позднего плейстоцена – 23 и 19 тыс. лет назад [Свиточ, 1987].

Многие из исследуемых погребенных почв в период своего формирования не имели барьера многолетнемерзлых пород в основании профиля, поскольку формировались в условиях пойм (озерных, речных). Следы криотурбаций, выраженные достаточно ярко в отдельных профилях почв (разрезы 3-83, 19-83 и др.), отражают смену гидротермических условий почвообразования в связи с отсутствием регулярного затопления поймы и пе-

реходом почв в мерзлотный режим функционирования. Все изученные погребенные почвы относятся к ряду нелесных [Фоминых, Гугалинская, 1989, 1990].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Возраст погребенных почв определен методом радиоуглеродного датирования препаратов гуминовых кислот в Радиоуглеродной лаборатории Геологического института РАН (ГИН), физико-химические свойства, гранулометрический состав и состав водной вытяжки – общепринятыми методами. Оценка характера и степени засоления почв дана по [Теория..., 2006]. Тип засоления характеризуется долей общей щелочности ($Ш_{общ}$) от суммы анионов, характер или химизм засоления – соотношением общего содержания хлорид-ионов и содержания токсичных сульфат-ионов (анионов легкорастворимых солей, ммоль(-)/100 г почвы, соотношение почва : вода равно 1:5), степень засоления определена по сумме солей (процент легкорастворимых солей, метод водной вытяжки 1:5). Исследования фракционно-группового состава гумуса палеопочв и отложений выполнены по методике Пономаревой – Плотноковой [1980]. Для описания гумусного состояния почв использовались следующие показатели.

1. Содержание общего углерода ($C_{общ}$), углерода гуминовых кислот (ГК) и фульвокислот (ФК) и их соотношение ($C_{ГК}/C_{ФК}$), характеризующее тип гумуса или меру глубины гумификации органического вещества, которая, согласно Д.С. Орлову [1985], не зависит от возраста почвы, а определяется условиями гумусо(почво)образования.

2. Доля гуминовых кислот ($C_{ГК}/C_{общ}$) как показатель степени гумификации органического вещества.

3. Содержание специфических гумусовых веществ ($ГВ = ГК + ФК$), как конечных продуктов гумификации, и их фракций, отличающихся формой связи с минеральными компонентами почв. Фракция ГВ1 – гуминовые и фульвокислоты, свободные и связанные с подвижными полуторными оксидами, легко трансформируемые микроорганизмами и наиболее подвижные в профиле и ландшафте. Фракция ГВ2 – ГК и ФК, предположительно связанные с Ca^{2+} почвенного поглощающего комплекса. Фракция ГВ3 – ГК и ФК, прочно связанные с устойчивыми полуторными оксидами и глинистыми минералами почв, трудногидролизуемые органоминеральные соединения, долго сохраняющиеся в почвах.

4. Негидролизуемый остаток (НО) – нерастворившиеся органические вещества, рассматриваемые как пул органического вещества, потенциально доступного для трансформации при изменении условий.

**РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ
И ОБСУЖДЕНИЕ**

Соленакпление в профилях погребенных почв. Природа отложений и региональные особенности климата в западном секторе Субарктики в прошлом, как и в настоящее время, не способствовали соленакплению. Для отложений и палеопочв северо-востока России характерны карбонатность и засоленность, связанные с фазами накопления пойменного аллювия, которые сопровождаются испарительной концентрацией солей в сухих континентальных условиях внутренних

равнин [Еловская и др., 1966; Ковда, 1966, 1981]. При переходе отложений в многолетнемерзлое состояние происходила консервация накопившихся солей. Известный механизм криогенного концентрирования солей, широко распространенный в пришельфовой зоне и на морских террасах, как фактор формирования криопэгов, не может иметь ведущего значения при формировании отложений материковых аккумулятивных равнин Севера и их засолении. Например, в плейстоценовых отложениях ЛК едомы не засолены, аласы и палеопочвы засолены. В таблице и на рис. 1–3 представлена

Основные характеристики палеопочв тундровой зоны

Объекты исследования, горизонты	Глубина, см	pH _{водн}	C _{общ} , %	C _{ГК} /C _{ФК}	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	Частицы, %		Щ _{общ} , % от суммы анионов	Сумма токсичных солей, %	
					ммоль(+)/100 г			>10 мкм	<1 мкм			
<i>Почвы в ареале покровных суглинков юго-востока Большеземельской тундры</i>												
Разрез 4-72												
Современная почва, А1	3–15	5,4	1,67	0,39	10,6	4,6	–	29	15	–	–	
Погребенная почва, 2А1	16–19	5,3	2,25	0,83	10,7	1,0	–	29	13	–	–	
	3А1	32–38	5,4	3,01	1,76	9,7	1,7	–	21	10	–	
Разрез 9-72												
Современная почва Ad	0–10	5,9	24,60	1,37	28,7	6,3	–	19	7	–	–	
Погребенная почва, 2А1g	30–40	5,6	11,19	1,19	29,0	17,4	–	30	7	–	–	
	3А1g	70–80	6,0	7,75	1,95	18,0	4,0	–	51	21	–	
	3А1Bg	85–95	6,3	1,44	1,38	17,8	4,3	–	37	20	–	
	4А1g	98–108	6,4	2,08	1,18	18,1	3,0	–	38	23	–	
<i>Почвы низкой террасы оз. Бол. Котельничское, отн. высота 10 м, (4460 ± 90) лет (ГИН-3707), север Халлерчинской тундры</i>												
Разрез 3-83												
Современная почва, А1	5–10	6,6	0,68	2,00	1,8	1,3	0,2	5	3	48	0,02	
Погребенная почва, 2А1	100–110	5,2	4,53	3,88	2,7	2,1	0,1	19	9	21	0,03	
	2А1В	120–130	5,3	1,06	1,77	0,9	0,7	0,1	8	5	40	0,02
<i>Почвы высокой террасы оз. Бол. Котельничское, отн. высота 20 м, более 7000 лет, север Халлерчинской тундры</i>												
Разрез 9-83												
Современная почва, А1	10–45	7,4	0,44	1,21	2,6	1,4	0,2	–	–	34	0,02	
Погребенная почва, 2А1	119–135	6,8	4,40	1,02	3,8	2,7	0,3	–	–	33	0,02	
	3А1	135–165	6,3	5,53	1,00	4,1	2,9	0,8	–	–	34	0,03
	3А1В	165–183	6,2	3,90	1,00	2,2	1,8	0,4	–	–	28	0,05
<i>Почвы ледового комплекса среднего течения р.Алазея, отн. высота 20 м, более 19 600 лет (ГИН-4332), Колымская низменность</i>												
Разрез 20-83												
D	10–45	7,4	1,67	1,14	4,5	4,1	0,3	16	13	–	–	
Погребенная почва, А1	119–135	6,8	1,44	1,04	5,0	5,7	0,9	26	13	18	0,12	
	А1В (слой 1)	135–165	6,3	2,02	0,50	6,0	5,8	0,7	25	13	–	
	А1В (слой 2)	165–183	6,2	1,67	0,44	5,0	5,1	0,5	25	13	–	
	D	183–380	7,5	0,84	0,83	5,4	4,4	0,4	15	10	–	
<i>Почвы ледового комплекса среднего течения р.Алазея, отн. высота 15 м, (23 900 ± 900) лет (ГИН-6307), Колымская низменность</i>												
Разрез 19-83												
Погребенная почва, А1	60–70	7,8	1,70	2,64	16,5	7,6	3,0	26	8	24	0,12	
	2А1	120–130	7,6	1,80	1,12	14,2	7,6	3,4	26	11	14	0,14
	2А1Bg	140–150	7,5	1,24	0,75	8,9	5,2	2,6	20	11	15	0,15
	3G	160–170	7,4	0,68	0,82	5,5	3,7	1,9	16	10	14	0,11

Примечание. pH_{водн} – кислотность водной почвенной суспензии 1:2,5; C_{общ} – содержание углерода; C_{ГК} – содержание гуминовых кислот; C_{ФК} – содержание фульвокислот; Щ_{общ} – щелочность общая; прочерк – не определяли.

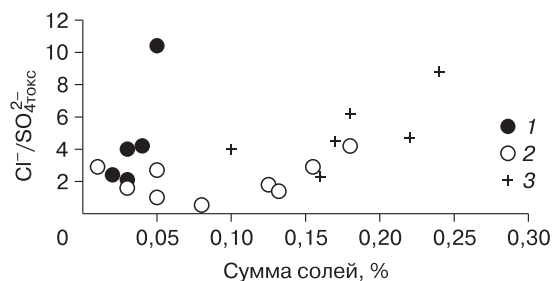


Рис. 1. Взаимосвязь характера засоления ($\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$) и степени засоления (сумма солей, %) голоценовых и позднплейстоценовых почв Колымской низменности:

1 – разрез 3-83; 2 – разрез 9-83; 3 – разрез 19-83.

информация о характере и степени засоления исследуемых отложений и погребенных почв. Древнеаллювиальные отложения Халлерчинской тундры относятся к группе карбонатно-щелочноземельных незасоленных [Фоминих, Золотарева, 2008]. Халлерчинские погребенные песчано-су-

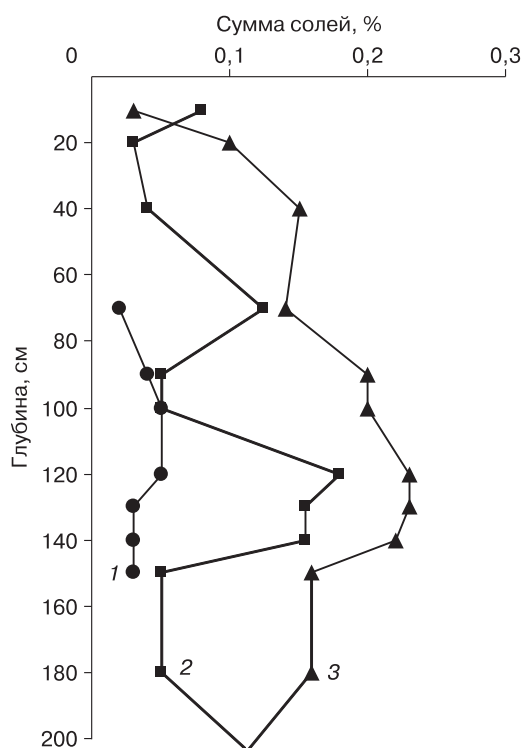


Рис. 2. Изменение засоления по профилю почв Колымской низменности:

1 – разрез 3-83, возраст погребенной почвы 4460 лет, глубина 100–130 см; 2 – разрез 9-83, более 7000 лет, глубина 119–183 см; 3 – разрез 19-83, 23 900 лет, глубина 60–170 см (анионы легкорастворимых солей, ммоль(-)/100 г почвы; катионы, ммоль(+)/100 г почвы; соотношение почва : вода – 1:5).

песчаные почвы раннесуббореального и раннеатлантического цикла относятся к незасоленным карбонатно-щелочноземельным, но в период образования ЗА1 почвы (разр. 9-83) раннеатлантического цикла наблюдался рост содержания токсичных солей на высокой террасе (см. таблицу). В этот период отчетливо прослеживается тенденция расширения отношения $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ с одновременным увеличением засоления погребенных почв (рис. 1). Засоление отложений Алазейского ЛК отмечалось ранее [Конищев, Плахт, 1991]. Наши исследования 20-метровой толщи обнажения ЛК р. Алазея показали, что засоление проявлялось уже с начальной фазы накопления пойменного аллювия и возрастало по мере накопления отложений. Сумма солей в водной вытяжке увеличилась с высотой отложений с 0,10 до 0,29 %, в том числе токсичных – с 0,06 до 0,13 %, что отвечает слабой степени засоления. Одновременно возросло отношение $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ с 0,94 до 16. Засоление отложений верхней части разреза стало содово-хлоридным. В периоды эпигенетического почвообразования процесс засоления продолжался. Погребенные почвы ЛК р. Алазея имеют слабую и среднюю степень хлоридного засоления (см. таблицу, рис. 1–3). Изменение соленакопления в периоды образования ПП связано, на наш взгляд, с климатическим трендом этапов их образования. Из полученных данных следует, что процесс плейстоценового почвообразования в условиях древнеаласной котловины усиливает унаследованную засоленность литогенного фона. Прослеживается однонаправленность изменения химизма в процессе засоления: при разных уровнях накопления солей в голоценовых и плейстоценовых ПП с ростом засоления увеличивается отношение $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$. Следует отметить, что в рассматриваемый период пик засоления на данной территории пришелся на время формирования алазейской почвы возрастом около 24 тыс. лет.

Полученные нами на большом фактическом материале данные о засолении поверхностных отложений низовой Колымы [Фоминих, Золотарева, 2008] показали, что на исследуемой территории оно присуще плейстоценовым отложениям аласов и отсутствует в едомах. Этот вывод согласуется с данными криолитологов [Каплина и др., 1978; Конищев, Плахт, 1991]. Представляется, что засоление отложений и погребенных в них почв является устойчивым индикатором плейстоценовых аласов и может использоваться для выявления генезиса рельефа при исследовании сложно построенных поверхностных толщ типа “едома–древний алас”. Возражение Т.Н. Каплиной с соавт. [1978], обращенное к работе [Томирдиаро, 1975], справедливо. По-видимому, С.В. Томирдиаро обнаружил засоленные отложения в обрыве древнего аласа.

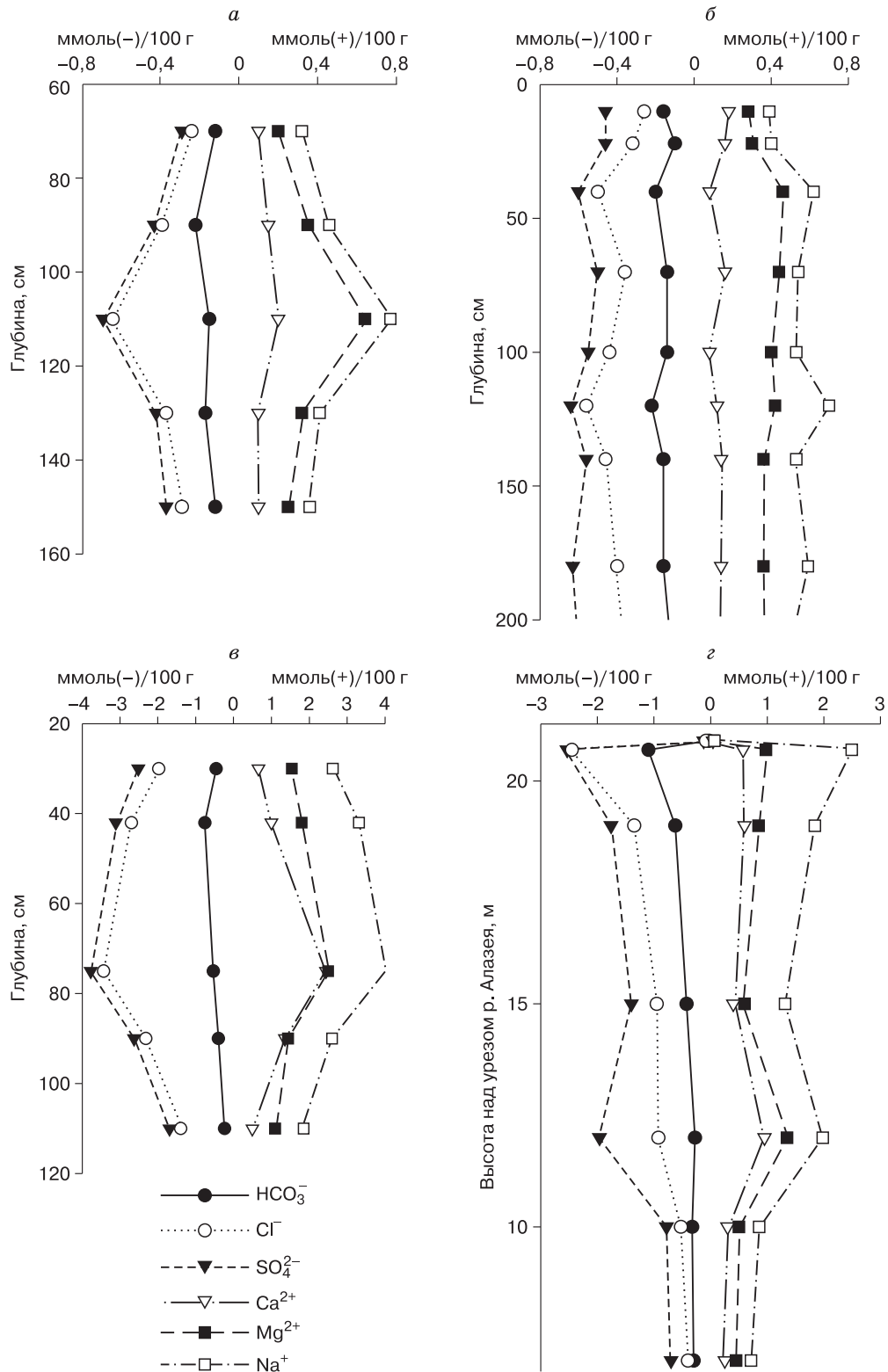


Рис. 3. Распределение ионов солей по почвенному профилю:

а – разрез 3-83, возраст палеопочвы (4460 ± 90) лет; *б* – разрез 9-83, более 7000 лет; *в* – разрез 20-83 на высоте 21 м над урезом реки в обнажении ледового комплекса в обрыве среднего течения р. Алазея, более 19 600 лет; *г* – разрез 19-83, ($23\,900 \pm 900$) лет.

Физико-химическая характеристика погребенных почв. Основные физико-химические характеристики палеопочв приведены в таблице. Большая часть исследованных ПП имеет легкий гранулометрический состав – песчано-супесчаный (Халлерчинская тундра) и легкосуглинистый (Алазейский ключ) с близкими величинами содержания частиц глины и ила ($(25,0 \pm 3,6)$ и $(12,0 \pm 2,3)$ % соответственно). Погребенные почвы, вскрытые в разрезе 9-72 (Воркута), характеризуются среднесуглинистым составом с содержанием глинистых частиц размером менее 10 мкм, равным $(37,0 \pm 3,8)$ %.

В исследуемых ландшафтах тундры голоценовые палеопочвы и позднелейстоценовые почвы ЛК Алазеи, возраст которых датируется около 20 тыс. лет (разр. 20-83), обладают кислой и слабокислой реакцией среды с рН от 5,2 до 6,4. Позднелейстоценовые почвы старше 20 тыс. лет (разр. 19-83, Алазея) имеют слабощелочную реакцию среды с рН от 7,5 до 8,3. Для голоценовых ПП характерно закономерное снижение величины рН в ходе почвообразования, связанное с разложением органических остатков. В позднелейстоценовых ПП подкислению среды препятствовало засоление, и чем оно было больше, тем выше значение

рН и ниже кислотность почвенного раствора. Установлена тесная связь между увеличением значений рН и ростом суммы токсичных солей в ПП.

Погребенные почвы Халлерчинской тундры и ЛК Алазеи имеют низкую (до 10 ммоль(+)/100 г) катионообменную емкость. Наиболее развитый почвенно-поглощающий комплекс с суммой обменных катионов до 30 ммоль(+)/100 г характерен для погребенных глеевых почв Большеземельской тундры. В поглощающем комплексе голоценовых (разрезы 3-83, 9-83) и позднелейстоценовых (разрезы 19-83, 20-83) ПП севера Якутии наблюдается повышенное содержание обменного Na^+ , оказывающего значительное влияние на реакцию среды ПП. Между этими показателями выявлена высокая степень положительной корреляции.

Фракционно-групповой состав гумуса. Результаты исследования гумусовых веществ палеопочв представлены в таблице и на рис. 4, 5.

Голоценовые палеопочвы Воркутинского и Халлерчинского ключей по строению гетерогенных профилей являются составными [Гугалинская и др., 1990].

Воркутинский ключ. В ложбине стока почвенный профиль (разр. 4-72) содержит два разделенных маломощными слоями легкого суглинка тем-

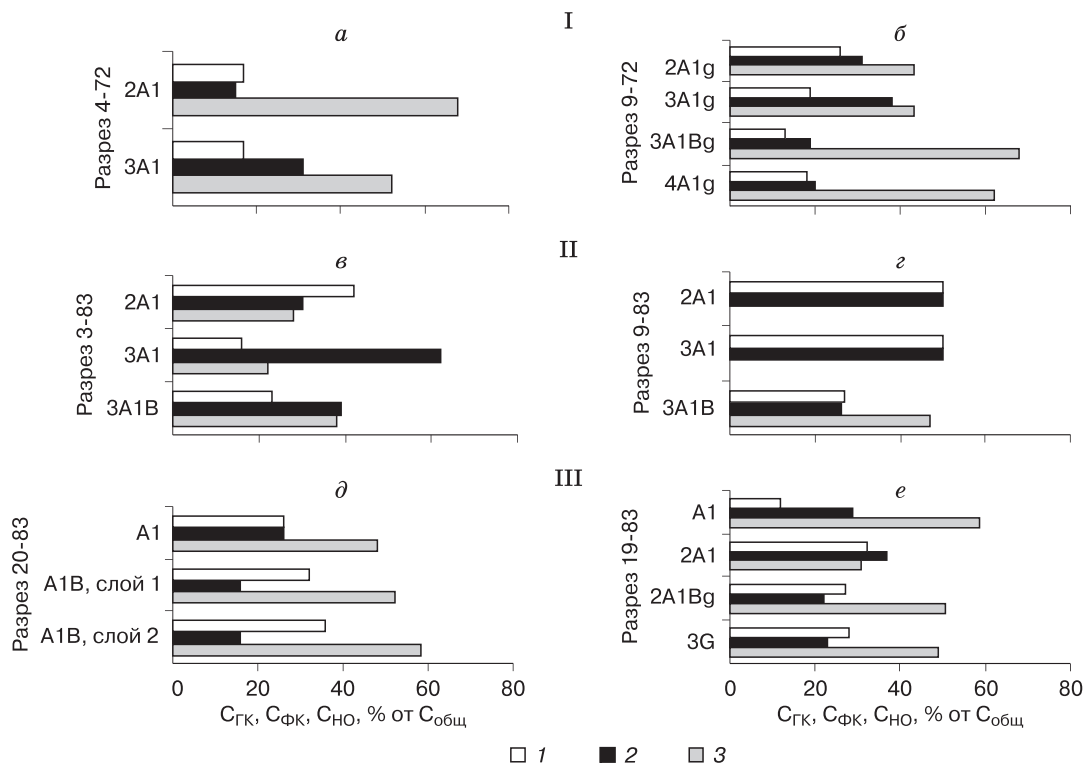


Рис. 4. Групповой состав гумуса погребенных почв.

I – голоценовые погребенные почвы, Воркутинский ключ: а – разрез 4-72, б – разрез 9-72; II – голоценовые погребенные почвы, Халлерчинский ключ: в – разрез 3-83, г – разрез 9-83; III – позднелейстоценовые погребенные почвы, Алазейский ключ: д – разрез 20-83, е – разрез 19-83; 1 – фульвокислоты (ФК); 2 – гуминовые кислоты (ГК); 3 – негидролизующий остаток (НО).

ноцветных погребенных гумусовых горизонта, отвечающих разным этапам почвообразования. Почва 3A1 в основании профиля имеет более 5 % гумуса, высокую степень гумификации органического вещества (31 %) и гуматный состав с отношением $C_{ГК}/C_{ФК}$, равным 1,8 (см. таблицу, рис. 4). Гуминовые кислоты преобладают во всех фракциях ГВ. Специфической особенностью почв 3A1 является высокое относительное содержание в составе гумусовых веществ второй фракции, связанной с Ca (рис. 5). Величина негидролизуемого остатка незначительно превышает 50 %. Погребенная почва 2A1 по типу и составу гумуса является переходной к современной дерново-глеевой почве (см. таблицу). При слабой степени разложения органических остатков в этот период почвообразования формировался гуматно-фульватный состав гумуса с отношением $C_{ГК}/C_{ФК}$, равным 0,83. В составе ГВ преобладают 1-я и 3-я фракции, свободные и прочно связанные с минеральной частью почвы соединения (см. рис. 5). В рассматриваемом хронологическом ряду палеопочву 2A1 отличает наиболее высокое относительное содержание негидролизуемых веществ (67 %) в составе гумуса.

Основываясь на том, что отношение $C_{ГК}/C_{ФК}$ определяется условиями гумусо(почво)образования, можно заключить, что при относительно ста-

бильном водном режиме, связанном с положением почвы в ландшафте, образование 3A1, 2A1 палеогоризонта и современного гумусового горизонта почв происходило в условиях постепенного похолодания климата. В рассматриваемом хронологическом ряду в период образования 3A1 почвы теплообеспеченность была наивысшей, формировался гуматный гумус, поэтому можно отнести этот этап почвообразования к оптимуму голоцена, т. е. около 6–5 тыс. лет назад. На следующем этапе педогенеза в более холодных условиях формировался гуматно-фульватный гумус, а последние 1,5–2,0 тыс. лет, характеризующиеся большей холодностью климата [Хотинский, 1977], привели к формированию современной дерновой почвы с очень фульватным составом гумуса.

На уступе склоновой поверхности (разр. 9-72) составной почвенный профиль представлен четырьмя высокогумусовыми оглеенными погребенными горизонтами, разделенными прослойками почвообразующего суглинка. В основании исследуемого профиля на глубине 98 см почва 4A1g содержит 3,6 % гумуса фульватно-гуматного состава со значительной долей негидролизуемого остатка (см. рис. 4). Во фракционном составе гумусовых веществ максимальна доля ГВ2, связанных с кальцием, при низком содержании проч-

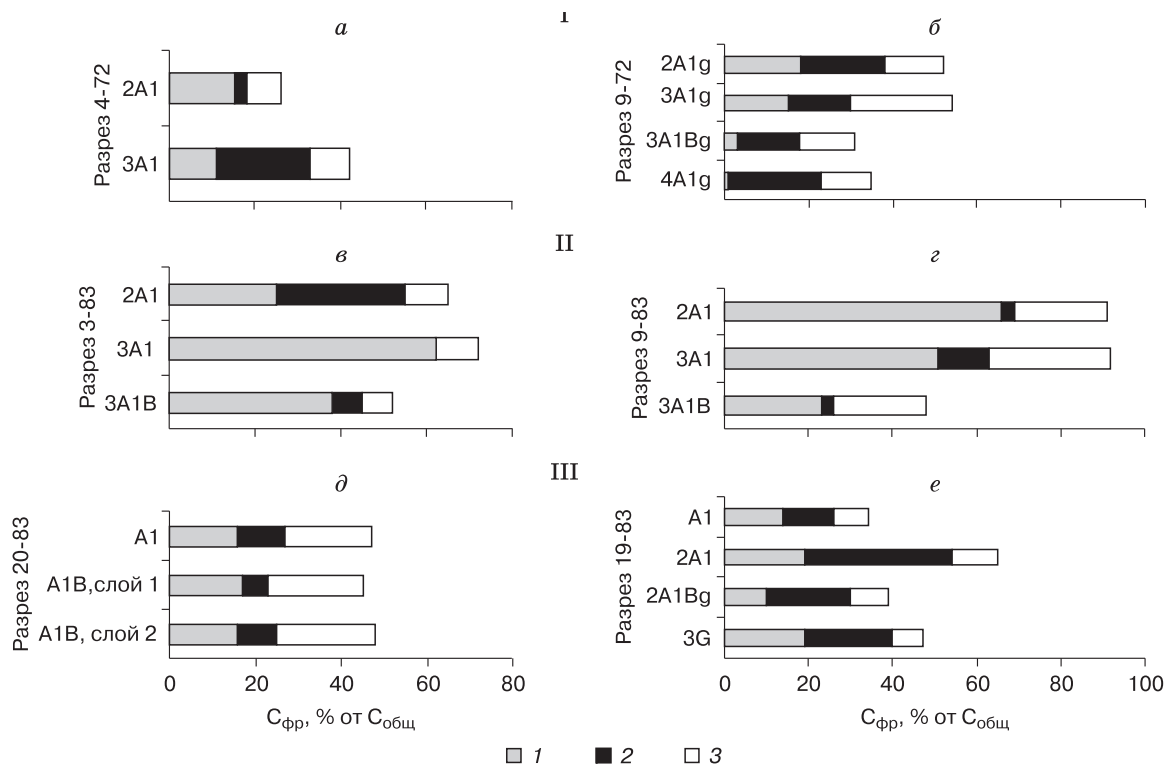


Рис. 5. Фракционный состав гумуса погребенных почв:

1 – гумусовые вещества первой фракции (ГВ1); 2 – гумусовые вещества второй фракции (ГВ2); 3 – гумусовые вещества третьей фракции (ГВ3). Остальные обозн. см. на рис. 4.

но связанных с минеральной частью почвы ГВЗ (см. рис. 5). Почва 3A1g–3A1Bg в рассматриваемом хроноряду имеет несколько большую мощность и высокое содержание гумуса в аккумулятивном 3A1 горизонте (около 15 %) гуматного состава ($C_{ГК}/C_{ФК} = 2,01$). Высокая степень гумификации (37,7 %) органического вещества сопровождается высокой растворимостью ГВ, что, по-видимому, связано с особенностями строения гуминовых кислот, в частности с соотношением в них гидрофобно-гидрофильных компонентов [Милановский, 2006]. Гумусовые вещества представлены всеми фракциями с максимальной долей прочно связанных с минеральной матрицей веществ (ГВЗ – 24 %), что, вероятно, обусловлено повышенным содержанием глины в слое (см. таблицу). В переходном горизонте 3A1Bg палеопочвы понижено содержание ГК, состав гумуса определяется как фульватно-гуматный с отношением $C_{ГК}/C_{ФК}$, равным 1,38. Верхнюю погребенную почву 2A1 характеризует очень высокое содержание органического вещества при отчетливо выраженном облегчении гранулометрического состава, что характерно для современных тундрово-глеевых почв с дерновым грубогумусовым горизонтом [Васильевская, 1980]. Состав гумуса погребенной почвы 2A1g фульватно-гуматный, отношение $C_{ГК}/C_{ФК}$ составляет 1,19, с преобладанием 2-й фракции с очень широким отношением гуминовых и фульвокислот, что отличает описываемую палеопочву от современной и других палеопочв хроноряда (см. рис. 4). Это связано, на наш взгляд, с литогенными особенностями палеопочвы: она формировалась на материале, отличающемся по гранулометрическому и физико-химическому составу от минеральной основы ранее и позднее сформировавшихся почв (см. таблицу).

Постоянное дополнительное к атмосферному увлажнение образующихся на уступе террасы современных и погребенных почв “смягчает” почвенно-климатическую обстановку, обеспечивая высокую продуктивность растительного сообщества. Тем не менее групповой состав гумуса палеопочв (от фульватно-гуматного в нижней палеопочве к гуматному в центральной и вновь к фульватно-гуматному в верхней ПП, близкой к современной) отвечает циклической смене климата в голоцене. В рассматриваемом хроноряду образование 3A1g почвы следует, вероятно, отнести к периоду оптимума голоцена. Активная гумификация и расширение отношения $C_{ГК}/C_{ФК}$ происходит с одновременным подкислением среды (увеличение рН на 0,4), определяемым разложением большого количества органических остатков в период формирования почвы. Образование палеопочв, находящихся в профиле ниже и выше, чем 3A1g, пришлось на более холодные условия.

Таким образом, исследование рядов моногенетических палеопочв показывает, что морфологическая специфика аккумулятивных ландшафтов, корректируя теплообеспеченность местообитаний, определяет глубину гумификации органического вещества (или тип гумуса) на разных отрезках голоценового времени.

Халлерчинский ключ. В районе оз. Бол. Котельничское исследованы составные гумусовые профили почв разных высотных уровней. По радиоуглеродному возрасту погребенные почвы группируются в два цикла почвообразования: 1) раннеатлантический (около 7,5 тыс. лет назад) – почвы высокой террасы (отн. высота 20 м, разр. 9-83); 2) раннесуббореальный (5,5–4,0 тыс. лет назад) – почвы низкой террасы (отн. высота 10 м, разр. 3-83) [Фоминых и др., 1986; Фоминых, Гугалинская, 1989, 1990]. На высокой террасе в темноокрашенном горизонте нижней 3A1 почвы (разр. 9-83) высокое содержание органического вещества ($C_{орг} = 5,53$ %) сочетается с очень высокой степенью его гумификации (50 %) и практически полной растворимостью ГВ. Интенсивная гумификация может быть связана с песчаным гранулометрическим составом, способствующим лучшему прогреванию почвы. Пептизацию гумусовых веществ и их повышенную растворимость может вызывать присутствие иона Na^+ в поглощающем комплексе погребенных почв (8–9 % от суммы обменных катионов в 3A1 и 3A1B горизонтах), а также гидрофильные компоненты в составе самого гумуса. В результате формируется гумус фульватно-фульватного состава, в котором при слабом развитии почвенного поглощающего комплекса (ППК) (см. таблицу, рис. 4) преобладают свободные формы ГВ1 и незначительная доля органоминеральной фракции ГВЗ. Отношение $C_{ГК}/C_{ФК}$ равно 1,0. Величина $C_{ГК}/C_{ФК}$, как и общее содержание гумуса, уменьшается с глубиной незначительно, но резко снижается образование ГК, вероятно, из-за ухудшения прогреваемости вниз по профилю. Практически такая же гумусная характеристика расположенной выше погребенной почвы 2A1. Можно предположить, что гумусообразование в погребенных почвах 3A1 и 2A1 происходило в близких условиях при высокой продуктивности растительных сообществ с чуть более длительным периодом образования 3A1 почвы, на что указывают большая мощность гумусово-аккумулятивного горизонта, более высокое содержание прочносвязанных соединений гумусовых кислот и признаки проявляющегося засоления (см. таблицу, рис. 5).

Погребенные почвы низких песчаных террас конца атлантического – раннесуббореального цикла почвообразования (разр. 3-83) формировались при нарастании континентальности климата. Палеопочва обнаружена на глубине 100–130 см. Ее гумусово-аккумулятивный горизонт 2A1 имеет

высокое содержание и “чисто гуматный” [Орлов, Бирюкова, 2005] состав гумуса, определяемый отношением $C_{ГК}/C_{ФК}$, равным 3,88. Степень гумификации органического вещества наивысшая среди исследованных ПП и классифицируется как очень высокая (62 %). При этом гумусовые вещества на 80 % представлены 1-й фракцией свободных или связанных с полтораоксидами соединений с очень большим отношением $C_{ГК}/C_{ФК}$, равным 14,5 (см. рис. 5). Состав гумуса переходного горизонта 2A1B остается гуматным, хотя отношение $C_{ГК}/C_{ФК}$ снижается до 1,77 преимущественно за счет уменьшения ГК (см. рис. 5). Возрастает содержание негидролизующих форм гумуса. Быстрое прогревание и контрастные условия увлажнения песчаных отложений способствуют образованию и сохранению гуминовых кислот.

Почвенно-геоморфологическая характеристика и анализ представленных данных по палеопочвам террас оз. Бол. Котельнической позволяют заключить, что климатический тренд сочетался здесь с изменениями почвенно-гидрологической обстановки в связи с флуктуациями акватории озер. В соответствии с климатическим трендом в период 7–4 тыс. лет назад происходило усиление гумификации, возрастало отношение $C_{ГК}/C_{ФК}$, появлялось засоление на определенных этапах развития поймы.

Рассматриваемые хроноряды голоценовых погребенных почв в зависимости от региональных особенностей характеризуются активным образованием органического вещества и высоким содержанием сохранившегося гумуса: палеопочвы западного сектора Арктики – в период от голоценового оптимума до настоящего времени и палеопочвы восточного сектора старше 7000 лет. Глубина гумификации, как мера проработанности органического материала процессом гумификации, определяемая величиной $C_{ГК}/C_{ФК}$, достигала наивысших значений в палеопочвах западного сектора Арктики в период голоценового оптимума, а в палеопочвах восточного сектора – 4500 лет назад. В целом погребенные голоценовые почвы, как компонент аккумулятивных палеоландшафтов, имеют устойчивый фульватно-гуматный и гуматный состав гумуса.

В современных условиях мерзлотной тундры почвы геоморфологического профиля “различаются количеством, составом и свойствами гумуса” [Гришина, Вирченко, 1973]. Сравнительное изучение спектра суглинистых почв современных плакоров разных секторов Арктики показало, что все они имеют фульватный тип гумуса [Золотарева и др., 2009] в автононных положениях и гуматно-фульватный–гуматный тип в аккумулятивных положениях. Нет оснований полагать, что в палеоландшафтах могли быть другие законы почво(гу-

мусо)образования. Это значит, что реконструкция зональных условий палеосреды на основе исследования гумуса естественных погребенных почв, формировавшихся в аккумулятивных позициях ландшафта, не адекватна им.

Позднеплейстоценовые палеопочвы. Алазейский ключ. Палеопочва возрастом около 24 тыс. лет (разр. 19-83), обнаруженная на высоте 14 м от уреза р. Алазея, имеет сложный профиль [Гугалинская, Фоминых, 1989; Fominykh, 1991]. От наиболее ранней пойменной глеевой почвы сохранился только горизонт G (3G) – супесчаный слабозасоленный с низкой емкостью катионного обмена и высокой долей Na^+ в ППК (см. таблицу). При средней степени гумификации органического вещества в почве сохранился гуматно-фульватный состав гумуса ($C_{ГК}/C_{ФК} = 0,84$) с преобладанием свободных форм ГК (см. рис. 4, 5). В процессе дальнейшего почвообразования по мере формирования профиля от подошвы к кровле погребенной почвы нарастали карбонатность и щелочность среды, усиливалось засоление в почвах 2A1Bg и 2A1, углублялась степень преобразования органических остатков в гумусовые вещества, увеличивалось отношение $C_{ГК}/C_{ФК}$ до 2,64 (см. таблицу, рис. 4). В составе гумуса горизонта 2A1 палеопочв преобладают гумусовые вещества, связанные с кальцием. Доля прочносвязанных соединений не превышает 10 %. Состав гумуса аккумулятивного горизонта A1 палеопочвы практически в равных долях представляют 1-я и 2-я фракции ГВ при более низком содержании прочносвязанных соединений (см. рис. 5). При этом ГВ 1-й фракции имеют отношение $C_{ГК}/C_{ФК}$, равное 6, а 2-я фракция, связанная с кальцием, представлена только ГК. Из анализа материала видно, что по мере развития погребенной почвы гуматно-фульватный состав гумуса нижнего горизонта (3G) сменился гуматным на завершающей стадии развития в аккумулятивном горизонте A1. По радиоуглеродной датировке образование этой почвы можно отнести к липовско-новоселовскому потеплению Сибири [Кинд, 1974]. По совокупности морфологических и физико-химических показателей палеопочва может быть отнесена к пойменным дерновым среднезасоленным. По характеру гумусированности и по мощности профиля исследованная ПП имеет сходство с палеопочвой в Центральнойкутской котловине [Морозова, 1971].

В отложениях 20-метрового уровня нами изучена палеопочва с мощным гумусовым горизонтом, который фиксируется от вершины байджарха на глубине 119–205 см (разр. 20-83). Палеопочва не дифференцируется по морфологии, по гранулометрии мелкозема и химическому составу (см. таблицу). Наряду с этим гранулометрический анализ выявил неравномерное распределение лёс-

совых и более крупных песчаных частиц, создающих слоистость в верхней части почвы (на глубине 119–165 см). Подобная “стратификация” профиля возможна на стадии формирования отложений при аллювиальном режиме осадконакопления – почвообразования. И в настоящее время на данной территории похожие по облику почвы формируются в условиях заливной поймы (малых рек и проток), по приречьям. Физико-химические характеристики горизонтов ПП меняются синхронно с трансформацией органического вещества. В погребенной почве от подошвы к кровле снижается актуальная и потенциальная кислотность, несколько возрастает доля обменного натрия при равных долях Ca^{2+} и Mg^{2+} в ППК. Одновременно изменяется состав гумуса от очень фульватного в нижней части профиля ($C_{\text{ГК}}/C_{\text{ФК}} = 0,44$) до гуматно-фульватного с отношением гуминовых и фульвокислот, равным 1,04, в аккумулятивном горизонте А1 палеопочв. Основные изменения состава гумуса по профилю ПП связаны с увеличением доли гуминовых кислот по мере развития почвы, как и в палеопочве возрастом около 24 тыс. лет, но не достигали того же уровня (см. таблицу). Состав гумуса представлен всеми фракциями с преобладанием прочносвязанных и свободных форм соединений ГВ, в которых выше доля ФК (см. рис. 5). Образование погребенной почвы, судя по данным радиоуглеродного анализа, возрастом более 19 тыс. лет назад приходится на самый холодный пик сартанского периода. Сформировавшаяся по аллювиальному типу почвообразования исследуемая палеопочва может быть отнесена к типу пойменной дерновой слабозасоленной. Почва подобной мощности, но более древнего возраста, как наиболее яркий аккумулятивный феномен в серии погребенных почв, описанных в известном обнажении на р. Индигирка, получила название Воронцовской [Болуховская, Болуховский, 1979; Втюрин и др., 1979, 1984; Болуховская, 1995]. По аналогии исследуемая нами погребенная почва названа Алазейской.

В целом исследование погребенных почв и отложений Алазейского ключа позволило охарактеризовать особенности режимов почвообразования на этапах, соответствующих двум главным природным ритмам позднего плейстоцена – 23 и 19 тыс. лет назад [Свиточ, 1987]. В изученном хронологическом ряду почв выявлен тренд увеличения глубины гумификации по мере развития сложных почв в каждый из рассмотренных периодов. Установлено, что в период, когда почвообразование развивалось по более “северному” сценарию, в климатический минимум позднего плейстоцена (около 20 тыс. лет назад) процессы образования гуминовых кислот, как и процессы засоления, были выражены слабее. В менее жестких климатических условиях конца второго потепления середины позднеледниковья

(более 23 тыс. лет назад) процесс гумификации органического материала сопровождался образованием гумуса гуматного состава, почвы были более засолены.

Таким образом, проведенные комплексные исследования и сравнительный анализ топогеографии, состава и свойств погребенных почв позволили описать специфику палеоэкологических особенностей почвообразования в древних ландшафтах Севера России.

ВЫВОДЫ

Установлено, что погребенные почвы в палеоландшафтах мерзлотной области Севера занимают аккумулятивные и трансаккумулятивные позиции на разных элементах рельефа, а природу, сущность и разнообразие типов палеопочв определяет морфолитоогенная основа.

Показано, что разная теплообеспеченность местоположения почв в рельефе определяет глубину гумификации органического вещества (или тип гумуса) палеопочв на разных отрезках позднелеистоцен-голоценового времени.

Выявлена общая направленность гумусообразования в отдельных термохронорядках палеопочв, показывающая увеличение глубины гумификации в процессе почвообразования и формирования палеопочвенного профиля.

Обнаружено, что на территории Колымской низменности засоление характерно для плейстоценовых отложений аласов и голоценовых озерных террас песчаной равнины Халлерчинской тундры, но отсутствует в едомах. Оно может являться устойчивым индикатором отложений плейстоценовых аласов и заключенных в них почв и использоваться для выявления генезиса рельефа при исследовании сложно построенных поверхностных толщ типа “едама–древний алас”.

Установлена однонаправленность изменения характера засоления при разных уровнях накопления солей в палеопочвах: с ростом засоления увеличивается отношение $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}_{\text{ТОКС}}$.

Палеоэкология погребенных почв обуславливает необходимость понимания реальных рамок их топогеографии при палеогеографических реконструкциях и в создаваемых на их основе прогнозных сценариях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-04-00652).

Литература

- Александровский А.Л. Голоценовые погребенные почвы северной половины Русской равнины: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1972, 24 с.
- Александровский А.Л. Этапы и скорость развития почв в поймах рек Центра Русской равнины // Почвоведение, 2004, № 11, с. 1285–1295.

- Бирюкова О.Н., Орлов Д.С.** Состав и свойства органического вещества погребенных почв // Почвоведение, 1980, № 9, с. 49–66.
- Болиховская Н.С.** Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1995, 270 с.
- Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф.** Ископаемые почвы в лёссовидных отложениях Северо-Востока Евразии // Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 2, с. 409–412.
- Васильевская В.Д.** Почвообразование в тундрах Средней Сибири. М., Наука, 1980, 235 с.
- Васильчук Ю.К.** Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). М., РИО Мособлупролиграфиздат, 1992, т. 1, 356 с.
- Величко А.А.** Природный процесс в плейстоцене. М., Наука, 1973, 256 с.
- Втюрин Б.И., Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф.** Строение едомных отложений в низовьях р. Индигирки // Тр. Тихоокеан. науч. конгресса. Комитет В. Твердая оболочка Земли. Секц. VIII. Кайнозой: Тез. докл. М., Наука, 1979, т. 2, с. 151–153.
- Втюрин Б.И., Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф., Гасанов Ш.Ш.** Воронцовский разрез едомных отложений в низовьях р. Индигирки // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1984, № 53, с. 12–21.
- Герасимов И.П.** Природа и сущность древних почв // Почвоведение, 1971, № 1, с. 3–10.
- Глазовская М.А.** Погребенные почвы, методы их изучения и их палеогеографическое значение // Вопр. географии: Сб. ст. XVIII междунар. геогр. конгресса. М.; Л., Изд-во АН СССР, 1956, с. 59–68.
- Глушанкова Н.И.** Плейстоценовый педогенез и палеогеография ископаемых почв Русской равнины: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1994, 60 с.
- Глушанкова Н.И.** Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Смоленск, Изд-во Ойкумена, 2008, 348 с.
- Глушанкова Н.И., Аммосова Я.М.** К познанию свойств органического вещества погребенных почв // Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., Наука, 1974, с. 190–208.
- Гришина Л.А., Вирченко В.П.** Особенности распределения и состав органического вещества почв сопряженных тундровых ландшафтов // Почвы и растительность мерзлотных районов СССР: Материалы V Всесоюз. симп. “Биологические проблемы Севера”. Магадан, Кн. изд-во, 1973, с. 74–78.
- Гугалинская Л.А.** Почвообразование и криогенез Центра Русской равнины в позднем плейстоцене. Пушино, ОНТИ НЦБИ, 1982, 204 с.
- Гугалинская Л.А., Алифанов В.М., Фоминых Л.А.** Концепция формирования профиля почв гумидной области Русской равнины // Пространственно-временная организация и функционирование почв: Сб. науч. тр. Пушино, ОНТИ НЦБИ, 1990, с. 83–92.
- Гугалинская Л.А., Фоминых Л.А.** История почвообразования в позднем плейстоцене и голоцене на Северо-Востоке страны // Тез. докл. VIII Всесоюз. съезда почвоведов. Новосибирск, Наука, 1989, т. III, с. 16.
- Дергачева М.И.** Археологическое почвоведение. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1997, 180 с.
- Дергачева М.И.** Диагностика природных условий плейстоцена по признакам, закодированным в гуминовых кислотах // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI в.: Тез. докл. Всерос. совещ. СПб., Наука, 1998а, с. 64–65.
- Дергачева М.И.** Педогумусовый метод диагностики палеоклиматов // Проблемы климатических реконструкций в плейстоцене и голоцене Сибири. Новосибирск, ИАиЭ СО РАН, 1998б, с. 132–142.
- Дергачева М.И.** Реконструкция условий почвообразования педогумусовым методом // Экология и почвы: Избр. лекции I–VII школ (1991–1997). Пушино, ПНЦ РАН, 1998в, т. 1, с. 263–283.
- Дергачева М.И., Вашукевич Н.В., Гранина Н.В.** Гумус и голоцен-плиоценовое почвообразование в Предбайкалье. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2000, 205 с.
- Добродеев О.П.** История почвообразования и палеогеография почв Русской равнины в плейстоцене: Дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1974, 450 с.
- Добродеев О.П., Глушанкова Н.И.** Палеогеографическое значение состава гумуса погребенных почв и новейших отложений // Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1968, № 1, с. 80–87.
- Евсеев А.В.** О голоценовых погребенных почвах севера Западной Сибири и начальном этапе почвообразования // Почвоведение, 1991, № 1, с. 19–27.
- Еловская Л.Г., Коноворовский А.К., Саввинов Д.Д.** Мерзлотные засоленные почвы центральной Якутии. М., Наука, 1966, 273 с.
- Золотарева Б.Н., Фоминых Л.А., Ширшова Л.Т., Холодов А.Л.** Состав гумуса мерзлотных почв Большеземельской и Колымской тундр // Почвоведение, 2009, № 1, с. 42–55.
- Каплина Т.Н.** История мерзлых толщ северной Якутии в поздне кайнозое // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М., Наука, 1981, с. 153–181.
- Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е., Лахтина О.В. и др.** Дуванный Яр – опорный разрез верхнеплейстоценовых отложений Колымской низменности // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1978, № 48, с. 49–65.
- Кинд Н.В.** Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., Наука, 1974, 255 с.
- Ковда В.А.** Научные основы мелиорации почв // Вестн. АН СССР, 1966, № 9, с. 18–36.
- Ковда В.А.** Почвенный покров, его улучшение, использование и охрана. М., Наука, 1981, 182 с.
- Кожевников Ю.П., Железнов-Чукотский Н.К.** Берингия: история и эволюция. М., Наука, 1995, 383 с.
- Конищев В.Н.** Генезис и палеогеографические условия формирования покровных лёссовидных образований восточной части Большеземельской тундры: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1965, 26 с.
- Конищев В.Н., Плахт И.Р.** Механизм засоления отложений ледового комплекса Якутии // Криология почв: Сб. науч. тр. Пушино, ОНТИ НЦБИ, 1991, с. 74–81.
- Ложкин А.В.** Абсолютная геохронология и события плейстоцена на территории Северо-Востока СССР // Геологические исследования на Северо-Востоке СССР. Магадан, Кн. изд-во, 1975, с. 126–129.
- Ложкин А.В.** Геохронология позднего антропогена Северо-Востока СССР // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М., Наука, 1987, с. 172–179.
- Ложкин А.В., Андерсон П.М.** Реконструкция климатов среднего и позднего плейстоцена и голоцена Чукотки методом аналогов // Квартер 2005: Материалы IV Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Сыктывкар, Геопринт, 2005, с. 228–230.

Милановский Е.Ю. Гумусовые вещества как система гидрофобно-гидрофильных соединений: Дис. ... д-ра биол. наук (в виде науч. докл.). М., 2006, 94 с.

Морозова Т.Д. К характеристике лёссовидных отложений Центральной Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1971, № 5, с. 95–104.

Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова в Европе в позднем плейстоцене. М., Наука, 1981, 280 с.

Орлов Д.С. Химия почв. М., Изд-во Моск. ун-та, 1985, 375 с.

Орлов Д.С., Бирюкова О.Н. Система показателей гумусного состояния почв // Методы исследований органического вещества почв. М., Россельхозакадемия – ГНУ ВНИИ-ПТИОУ, 2005, с. 6–17.

Пономарева В.В., Плотникова Т.А. Гумус и почвообразование. Л., Наука, 1980, 221 с.

Русанова Г.В. Позднеголоценовые погребенные почвы бассейна р. Воркута (Большеземельская тундра) // Почвоведение, 2008, № 1, с. 27–33.

Русанова Г.В., Кюхри П. Погребенные почвы и педореликты в бассейне р. Уса (Большеземельская тундра) // Почвоведение, 2003, № 1, с. 23–34.

Свиточ А.А. Палеогеография плейстоцена. М., Изд-во Моск. ун-та, 1987, 188 с.

Теория и практика химического анализа почв. М., ГЕОС, 2006, 399 с.

Томирдиаро С.В. Лёссово-ледовая формация верхнеплейстоценовой гиперзоны в Северном полушарии // Тр. Северо-Вост. компл. ин-та ДВНЦ АН СССР. Магадан, Кн. изд-во, 1975, вып. 68, с. 170–197.

Фоминых Л.А., Гугалинская Л.А. Педогенез как индикатор экологических условий формирования едомных отложений // Тез. докл. V Всесоюз. конф. “Теория почвенного криогенеза”. Пушино, ОНТИ НЦБИ, 1989, с. 47–48.

Фоминых Л.А., Гугалинская Л.А. Почвообразование и осадконакопление на Колымской низменности в позднем плейстоцене и голоцене // Тез. докл. III Междунар. симп.

“Четвертичная стратиграфия и события Евразии и Тихоокеанского региона”. Якутск, 1990, т. II, с. 61–63.

Фоминых Л.А., Золотарева Б.Н. Погребенные почвы в ландшафтах южной тайги Русской равнины (Вологодская область) // Криогенные почвы и их рациональное использование. М., Наука, 1977, с. 236–247.

Фоминых Л.А., Золотарева Б.Н. К вопросу о засолении современных и древних почв экстраконтинентальных регионов мерзлотной области Севера // V Всерос. съезд Докучаевского о-ва почвоведов. Ростов н/Д, 2008, с. 268.

Фоминых Л.А., Кудрявцева Н.Н., Гиличинский Д.А. Погребенные почвы Северо-Востока Якутии (Халлерчинская тундра) // Эволюция и возраст почв СССР. Пушино, ОНТИ НЦБИ, 1986, с. 109–120.

Холодов А.Л., Золотарева Б.Н., Ширшова Л.Т. Органическое вещество в основных мерзлотно-генетических типах четвертичных отложений полуострова Быковский: содержание и групповой состав гумуса // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 4, с. 29–34.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М., Наука, 1977, 198 с.

Цацкин А.И. Результаты изучения гумуса позднелепесточеновых почв Вольно-Подольи для палеопочвенных реконструкций // Почвоведение, 1979, № 11, с. 24–31.

Чичагова О.А. Радиоуглеродный возраст гумуса погребенных почв и некоторые вопросы палеогеографии и геоэкологии // Почвоведение, 1992, № 12, с. 44–52.

Fominykh L.A. History of Soil formation in Late Pleistocene and Holocene of the North-East Asia Lowlands // Abstr. of the XIII Intern. Congress INQUA. Beijing, China, 1991, p. 99.

Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D. New insights into the weichselina environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants and mammals // Quatern. Sci. Rev., 2005, vol. 24, p. 533–569.

Shiermeister L., Siegert Ch., Kuznetsova T. et al. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // Quatern. Intern., 2002, No. 89, p. 97–118.

*Поступила в редакцию
5 декабря 2009 г.*