

УДК 631.415.1:631.416.8.

ФРАКЦИОННЫЙ СОСТАВ СОЕДИНЕНИЙ НЕКОТОРЫХ ТИПОМОРФНЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОЧВАХ ПРИБРЕЖНОЙ ТЕРРИТОРИИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ (ХАЙПУДЫРСКАЯ ГУБА)

© 2022 г. Е. В. Шамрикова^a, *, О. С. Кубик^a, С. В. Денева^a

^aИнститут биологии Коми научного центра Уральского отделения РАН,
ул. Коммунистическая, 28, Сыктывкар, 167982 Россия

*e-mail: shamrik@ib.komisc.ru

Поступила в редакцию 27.01.2022 г.

После доработки 23.03.2022 г.

Принята к публикации 30.03.2022 г.

Сведения о различных формах химических элементов, таких как Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Mn, способствуют пониманию генезиса малоизученных почв северных побережий. Проведен анализ состава различных форм соединений элементов. Для определения валового содержания использована смесь концентрированных HF, HClO₄ и HCl, кислоторастворимых соединений – смесь концентрированных растворов кислот HNO₃ и H₂O₂, подвижных – ацетатно-аммонийный буферный раствор. Показано, что содержание привносимых элементов для почв маршевой зоны в большей мере определяется количеством и составом твердого стока, поступающего с морской водой и водосборов побережья. Для минеральных горизонтов почв отмечена тесная корреляция между содержанием илистой фракции и обменными формами K, Mg, Al ($R^2 = 0.4–0.5$), а также сильноподвижными формами этих же элементов, включая Fe ($R^2 = 0.6–0.8$). На распределение элементов по профилю зональных почв, формирующихся на наиболее высоких позициях рельефа, существенное влияние оказывают условия мерзлотного режима и импульвизация солей.

Ключевые слова: маршевые и тундровые почвы, валовое содержание элементов, фракционный состав соединений Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Mn

DOI: 10.31857/S0032180X22090155

ВВЕДЕНИЕ

В мировом масштабе береговая линия Российской Федерации является самой протяженной. Несмотря на высокий интерес научного сообщества к экосистемам высоких широт, сектор прибрежной части арктической зоны до настоящего времени остается недостаточно изученным [17]. Наименее исследована территория побережья Баренцева моря [3, 40, 45, 46, 52].

Связующим звеном биологического и геологического круговоротов веществ Земли является почва – своеобразная буферная система, обеспечивающая развитие всех компонентов экосистемы и биосферы в целом. Воздействие агентов морской воды создает уникальную геохимическую обстановку, не характерную для большинства почв суши. Под действием соленых вод в маршевой зоне формируется определенный баланс химических компонентов, изменяется реакционная способность соединений с последующей трансформацией продуктов их взаимодействия [34]. При удалении от уреза воды вглубь материка влияние моря на

почву ослабевает и проявляется лишь за счет импульвизации и выпадения на ее поверхность солевых морских вод в виде аэрозолей. На водоразделах арктической зоны латеральная и радиальная дифференциация веществ почв, как интегральный показатель их функционирования, существенно ограничивается условиями мерзлотного режима [7, 16, 31, 35, 54]. Единая концепция фракционного анализа элементов в почвах до сих пор не разработана. В силу большого числа используемых для этих целей методов и схем создаются трудности при сравнении полученных данных [37, 62].

Цель исследования – охарактеризовать фракционный состав Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Mn в почвах побережья Баренцева моря (Хайпудырская губа). Работа является продолжением цикла публикаций об особенностях состава и свойств почв данной территории [53–56, 58].

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Район исследований располагается в прибрежной части Хайпудырской губы Баренцева

Таблица 1. Объекты исследования

Строение профиля	Почва	Напочвенный покров
Участок I (68°19'49.0" с. ш., 59°31'05.0" в. д.)		
W(0–3)–ACao,h(3–24)–ACao,g(24–67)–CG(67–89)–CG _⊥ (89–97)	Маршевая примитивная гиттиевая иловато-легкосуглинистая (Tidalic Fluvisol (Loamic, Protosalic))	Моноценоз <i>Carex subspathacea</i> (осока обертковидная)
Участок II (68°19'49.4" с. ш., 59°31'07.8" в. д.)		
AУao(0–10)–AYh(10–19)–ACao,g(19–30)–CG(30–63)–CG(63–78)	Маршевая дерново-глеяевая легкосуглинистая (Gleyic Tidalic Fluvisol (Arenic, Ochric, Epiprotosalic))	Осоково-злаковое сообщество с галофитами
Участок III (68°18'26.5" с. ш., 59°44'12.8" в. д.)		
AУao(0–4)–AYh(4–11)–ACao,h,g(11–30)–CG(30–57)–CG _⊥ (57–66)	Маршевая примитивная дерново-глеяевая тяжелосуглинистая (Gleyic Tidalic Fluvisols (Loamic, Ochric, Epiprotosalic))	Разнотравно-злаковое растительное сообщество с галофитами
Участок IV (68°20'05.7" с. ш., 59°33'21.9" в. д.)		
O(0–1)–T1(1–16)–T2(16–23)–T _⊥ (23–30)	Торфяная олиготрофная мерзлотная (Cryic Folic Histosol)	Кустарничковое мохово-лишайниковое растительное сообщество
Участок V (68°16'58.9" с. ш., 59°54'49.5" в. д.)		
O(0–3)–T1(3–11)–T2(11–13)–G _{cf,tx} (13–27)–G1(27–38)–G2(38–55(69))–G _⊥ (55(69)–75)	Торфяно-глезем криогенно-ожелезненный мерзлотный (Histic Reductaquic Cryosol)	Пушицево-кустарничковое моховое растительное сообщество

моря. Природные условия и факторы почвообразования территории детально описаны ранее [53, 56]. Разнообразие растительных ассоциаций, геоморфологических условий, почвообразующих субстратов, а также специфические климатические условия района определили значительную пестроту почвенного покрова.

При проведении полевых исследований почвенные разрезы были заложены на пяти наиболее характерных для исследуемой территории участках, которые по уменьшению влияния степени засоления морскими водами можно расположить в следующий ряд: участок I затопливается регулярно, в каждый прилив (марши низкого уровня) – участок II расположен в 100 м от первого в глубь материка, подвергается периодическому подтоплению солеными водами во время сизигийных приливов, штормов и нагонов (марши среднего уровня) – участок III находится на надпойменной террасе р. Море-ю (марши среднего уровня) – участок IV размещен на высоком обрывистом берегу, подверженному влиянию импульверизации (плоскополигональный болотный комплекс) – участок V занимает часть выровненной водораздельной территории, менее всех доступной воздействию соленых морских вод (табл. 1).

Названия почв даны в соответствии с классификацией и диагностикой почв России [27, 51] и системой мировой базы почвенных ресурсов [38].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

При проведении полевых исследований в различных ландшафтных условиях были заложены опорные разрезы, основной метод изучения которых – традиционный морфологический анализ вертикального почвенного профиля с последующим отбором проб по генетическим горизонтам в соответствии с требованиями ГОСТа 17.4.4.02-2017¹.

Химический состав почв приведен в табл. 2, 3. Для определения валового содержания элементов в минеральных горизонтах почв выполняли разложение образцов смесью концентрированных кислот HF + HClO₄ + HCl при $t = 180^\circ\text{C}$ [63]. Измерение количества кислоторастворимых форм элементов всех образцов почв так же выполняли методом микроволнового вскрытия с использованием СВЧ-минерализатора “Минотавр-2” (Россия, ООО “Люмэкс”). Данный прием предполагает разложение почв смесью концентрированных растворов азотной кислоты и перекиси водорода в соотношении 10 : 1 при $t = 200^\circ\text{C}$ под давлением восемь атмосфер. Сравнительные измерения показали [20, 30], что подобный метод обеспечивает полное разложение органической

¹ ГОСТ 17.4.4.02-2017. Охрана природы. Почвы. Методы отбора и подготовки проб для химического, бактериологического, гельминтологического анализа. М.: Стандартинформ, 2018. 10 с.

Таблица 2. Валовое содержание и гранулометрический состав почв (%)

Гори-зонт	Валовое содержание (HF + HClO ₄ + HCl)					Гигроскопическая влага	Потеря массы от раствором HCl	Размер (мм) и содержание гранулометрических элементов					Сумма частиц >0.01	Сумма частиц <0.01			
	Ca	Mg	Na	K	Fe			Al	Mn	1-0.25	0.25-0.05	0.05-0.01			0.01-0.005	0.005-0.001	<0.001
	Участок I. Маршевая примитивная гиттисевая иловато-легкосуглинистая почва (Tidalic Fluvisol (Loamic, Protosalic))																
W	1.22	0.58	1.94	1.63	1.83	3.46	0.04	1.0	3.7	2	62	22	2	1	11	86	14
АСао,h	0.59	0.53	1.82	1.71	1.39	3.20	0.02	0.9	1.9	5	35	40	4	3	13	80	20
АСао,g	0.65	0.58	1.61	1.71	1.81	3.93	0.02	0.8	1.8	3	47	27	5	4	14	77	23
CG	0.74	0.65	1.81	1.61	2.12	4.03	0.02	1.3	2.4	2	30	41	6	4	17	73	27
Участок II. Маршевая дерново-глеявая легкосуглинистая почва (Gleyic Tidalic Fluvisol (Arenic, Ochric, Epiptosalic))																	
AYao	0.74	0.46	2.03	1.79	1.43	3.81	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
AYh	0.84	0.49	2.01	1.80	1.16	4.22	0.02	0.7	1.0	1	51	34	1	2	11	86	14
АСао,g	-	-	-	-	-	-	-	0.6	1.1	1	56	33	2	0	8	90	10
CG	-	-	-	-	-	-	-	0.7	1.5	1	47	36	3	2	11	84	16
CG	0.61	0.55	1.87	1.76	1.76	3.32	0.02	0.8	1.9	1	35	44	3	3	14	80	20
Участок III. Маршевая примитивная дерново-глеявая тяжелосуглинистая почва (Gleyic Tidalic Fluvisol (Loamic, Ochric, Epiptosalic))																	
AYao	0.87	1.19	2.04	2.42	3.95	6.50	0.08	0.2	3.9	6	16	34	13	13	18	56	44
AYh	0.54	1.05	1.57	1.90	3.35	5.14	0.04	2.2	1.3	3	7	41	15	15	19	51	49
АСао,h,g	0.71	0.95	1.83	1.93	2.69	5.59	0.02	1.7	1.4	1	47	13	7	9	23	61	39
CG	0.66	0.40	1.52	1.72	1.31	3.84	0.02	1.4	0.5	0	67	22	4	0	7	89	11
Участок V. Торфяно-глезем криогенно-ожелезненный мерзлотный (Histic Reductaquic Cryosol)																	
G _{cf,tx}	0.61	0.55	1.43	1.64	1.94	4.91	0.02	1.4	0.2	4	41	27	5	8	15	72	28
G1	0.48	0.47	1.33	1.64	1.94	3.48	0.03	1.5	0.4	5	56	14	4	5	16	75	25
G2	0.42	0.47	1.13	1.44	1.96	3.30	0.02	1.6	0.6	6	51	16	4	5	18	73	27
G ₁	0.59	0.56	1.23	1.64	1.94	4.40	0.03	1.3	0.6	4	46	21	6	8	15	71	29

Таблица 3. Химический состав почв

Гори-зонт	Глубина	pH _{H2O}	pH _{KCl}	C _{орг} /C _{несорг} (по [56])	Содержание кислоторастворимых (HNO ₃ + H ₂ O ₂)/подвижных (растворимых в ААБ*) форм										Несиликатные формы			
					г/кг										по Тамму			по Мера-Джексону
					Ca	Mg	Na	K	Fe	Al	Mn	Al	Fe	Fe				
Участок I. Маршевая гиттеевая иловато-легкосуглинистая почва (Tidalic Fluvisol (Loamic, Protosalic))																		
W	0-3	7.17	-	7.3/1.8	6.7/4.80	3.9/1.50	4.2/2.20	2.0/0.52	14.0/1.20	9.3/0.016	0.290/0.190	-	-	-	0.60			
АСао,h	3-24	5.98	-	41.0	2.4/0.72	3.3/0.77	2.8/3.10	2.3/0.41	10.0/0.27	10.9/0.030	0.092/0.010	0.02	0.17	-	0.14			
АСао,g	24-67	6.82	-	10.3/0.4	3.1/1.50	4.2/1.00	2.6/2.50	3.1/0.53	16.0/0.40	16.0/0.032	0.143/0.021	-	-	-	0.13			
CG	67-89	7.19	-	13.6/0.8	3.2/1.80	4.8/1.30	3.9/4.00	3.3/0.63	16.0/1.60	15.0/0.041	0.170/0.080	-	-	-	0.36			
Участок II. Маршевая дерново-глеявая легкосуглинистая почва (Gleyic Tidalic Fluvisol (Arenic, Ochric, Epiptosalic))																		
AYao	0-10	4.77	4.54	75.0	2.4/0.91	2.7/0.87	4.0/4.10	1.9/0.60	8.0/0.68	8.3/0.120	0.071/0.009	0.04	0.27	-	0.25			
AYh	10-19	5.52	5.07	13.4	2.2/0.40	2.6/0.49	1.8/1.80	2.1/0.37	7.2/0.058	9.4/0.054	0.077/0.005	0.03	0.05	-	0.03			
АСао,g	19-30	3.58	3.31	4.8	2.1/0.36	2.3/0.47	2.1/2.10	1.8/0.30	8.3/0.67	8.0/0.062	0.080/0.015	0.02	0.17	-	0.17			
CG	30-63	4.10	3.82	7.1	2.4/0.64	3.0/0.52	2.6/2.60	2.4/0.42	11.0/0.52	10.6/0.043	0.110/0.023	0.02	0.13	-	0.14			
CG	63-78	5.45	5.07	11.4	2.5/0.73	3.9/0.81	3.4/3.20	3.0/0.60	13.0/0.39	13.0/0.033	0.130/0.027	0.02	0.12	-	0.11			
Участок III. Маршевая примитивная дерново-глеявая тяжелосуглинистая почва (Gleyic Tidalic Fluvisol (Loamic, Ochric, Epiptosalic))																		
AYao	0-4	6.21	-	6.1/0	3.0/1.60	6.6/1.40	2.7/2.60	4.5/0.69	24.0/1.00	22.0/0.037	0.480/0.390	0.06	0.75	-	0.75			
AYh	4-11	6.46	-	38./0	2.9/1.30	7.0/1.30	2.0/2.00	4.0/0.55	24.0/0.83	24.0/0.047	0.310/0.140	-	-	-	0.17			
АСао,h,g	11-30	6.69	-	26.0/0	2.4/0.78	6.0/1.00	2.3/2.30	3.7/0.57	19.0/0.77	21.0/0.076	0.150/0.012	-	-	-	0.25			
CG	30-57	7.20	-	5.3/0.6	2.5/0.76	3.2/0.62	1.3/1.30	1.7/0.26	9.3/1.30	8.6/0.026	0.160/0.120	-	-	-	0.19			
Участок IV. Торфяная олиготрофная мерзлотная почва (Styic Folic Histosol)																		
O	0-1	3.87	2.80	434.0	1.8/0.81	1.5/0.82	0.5/0.29	1.2/0.73	1.7/0.017	1.5/0.018	0.082/0.048	0.05	0.10	-	0.12			
T1	1-16	3.96	2.73	447.0	1.9/1.10	1.2/0.97	0.3/0.22	0.4/0.26	1.3/0.012	1.1/0.009	0.010/0.005	0.07	0.12	-	0.12			
T2	16-23	3.98	2.91	444.0	2.0/1.10	0.7/0.54	0.2/0.14	0.3/0.12	15.0/1.20	2.3/0.071	0.010/0.004	0.18	2.3	-	1.76			
T ₁	23-30	4.04	3.03	468.0	2.9/1.00	0.8/0.47	0.2/0.15	0.3/0.054	7.9/0.13	3.5/0.059	0.014/0.006	0.25	0.74	-	0.62			
Участок V. Торфяно-глезем криогенно-ожелезненный мерзлотный (Histic Reductaquic Gleysol)																		
O	0-3	3.80	2.84	403.0	2.0/0.75	1.1/0.43	0.4/0.20	2.2/1.20	1.7/0.014	1.8/0.019	0.510/0.310	0.04	0.08	-	0.10			
T1	3-11	3.93	2.91	409.0	2.5/1.40	1.2/0.78	0.1/0.08	0.7/0.36	1.2/0.019	1.2/0.029	0.210/0.170	0.08	0.14	-	0.13			
T2	11-13	4.43	3.51	310.0	2.8/2.10	1.6/0.72	0.1/0.057	1.4/0.40	14.0/1.90	8.3/0.240	0.320/0.290	0.32	0.39	-	0.45			
G _{cf,ix}	13-27	5.51	3.59	3.7	2.5/0.93	2.9/0.43	0.2/0.007	3.1/0.10	22.0/0.52	28.0/0.120	0.220/0.070	0.16	1.69	-	1.99			
G1	27-38	5.48	3.97	3.9	1.9/1.10	3.5/0.46	0.1/0.008	2.5/0.11	15.0/0.30	19.0/0.120	0.230/0.016	0.18	0.61	-	0.66			
G2	38-55(69)	5.53	4.13	7.5	2.1/1.20	3.6/0.50	0.2/0.014	2.7/0.11	17.0/0.31	21.0/0.160	0.190/0.015	0.19	0.59	-	0.73			
G ₁	55(69)-76	5.92	4.40	4.6	2.3/1.20	3.3/0.42	0.2/0.008	2.3/0.11	15.0/0.15	18.0/0.108	0.217/0.031	0.15	0.37	-	0.60			

* Ацетатно-аммонийный буферный раствор.

матрицы. В этой связи для органогенных горизонтов тундровых почв участков IV и V результаты данного метода принимали за валовое содержание элементов. Подвижные формы элементов экстрагировали ацетатно-аммонийным буферным раствором (ААБ) с рН 4.8 [10]. Закономерности аккумуляции водорастворимых форм Na^+ , K^+ , Mg^{2+} и Ca^{2+} данных почв и методы их определения приведены ранее [56]. Содержание элементов в пробах измеряли методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой Spectro Ciros SPECTRO ARCOS. Количество аморфных и слабокристаллизованных соединений Fe и Al определяли методом Тамма (Т), свободных (несиликатных) форм Fe – методом Мера-Джексона (МД).

В пределах почвенных профилей для минеральных горизонтов почв выделили следующие фракции элементов: “*наименее подвижная (слабоподвижная)*” – по разности валового содержания ($\text{HF} + \text{HClO}_4 + \text{HCl}$) и содержания форм элементов, растворимых в ($\text{HNO}_3 + \text{H}_2\text{O}_2$)-вытяжке и “*сильноподвижная*” – по разности содержания элементов, измеренных в ($\text{HNO}_3 + \text{H}_2\text{O}_2$)-вытяжке и в ААБ. Для органогенных горизонтов почв *необменные формы* определяли по разности содержания элементов в ($\text{HNO}_3 + \text{H}_2\text{O}_2$)-вытяжке и их концентрации в ААБ растворе. Для всех образцов почв *обменные формы* – фракция, рассчитанная по разности между содержанием элементов в ААБ и водной вытяжке.

Оценку гранулометрического состава выполняли методом пипетки в соответствии с общепринятой методикой [4]. Определение значений рН проводили на ионметре универсальном Анион-4100 (Россия). Данные получены в аккредитованной лаборатории Экоаналит, а также отделе “Почвоведение” Института биологии Коми НЦ УрО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Факторы, определяющие распределение элементов в почвах. В поверхностных горизонтах источником различных форм элементов в основном служат растительные остатки. Для растительных сообществ высоких широт характерен менее интенсивный биологический круговорот веществ. Это является следствием как небольшого ежегодного нарастания, а, следовательно, и поступления в опад органической массы, так и в целом невысокой зольности растений арктической пустыни и тундры [42].

В минеральных горизонтах распределение элементов определяется гранулометрическим и минералогическим составом почв. В тонкодисперсных фракциях, обладающих более высокой емкостью катионного обмена, накапливаются, прежде всего,

Al и Fe, а также K и Mg – компоненты кристаллических решеток слоистых силикатов [36]. Причиной накопления Ca и Mg могут быть также карбонаты, диагностируемые в отдельных горизонтах [53]. Активная жизнедеятельность птиц на побережьях арктических морей является источником поступления K^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+} [21]. Орнитофауна приобретает здесь заметное значение в процессе почвообразования [18, 68]. На этом фоне происходит обогащение прибрежных почв Na и Mg за счет поступления легкорастворимых солей с морской водой и путем импัลверизации.

На распределение элементов в почвах маршевой зоны существенно влияет протекание современных седиментационных процессов в связи с приносом минерального наилка на поверхность почвы во время продолжительных и обильных весенних половодий, штормов и др. Это приводит к постоянному омолаживанию субстрата, росту почвенного профиля вверх и погребению ранее сформировавшихся горизонтов. Определенной спецификой накопления элементов характеризуются приречные зоны вблизи устьев крупных рек, где происходит смешение двух типов вод – речных и морских. Эти зоны называются маргинальными фильтрами [32]. Под воздействием электролита (морской воды) наблюдаются значительные по масштабам процессы коагуляции и флокуляции растворенных (коллоидных) и взвешенных веществ, образование свежих оксигидратов Fe, Al, Mn [64, 69]. Седиментация и сорбция дополняются биоассимиляцией и биофильтрацией. Большой сорбционной емкостью обладает глинистый материал, далее органическое вещество и соединения Fe. Таким образом, маргинальные фильтры, контролируя распределение и баланс элементов в океане, обеспечивают накопление разных их форм как на дне, так и в затопляемом при разливе реке пространстве. В этой зоне откладывается 93–95% от взвешенных и 20–40% от растворенных веществ речного стока, включая загрязнения [12, 67]. Накоплению Al и Fe способствуют нейтральная реакция и непромывной тип водного режима почв.

Существенное значение в распределении элементов в почвенных профилях оказывают криогенные процессы, интенсивность которых определяется температурным фактором, количеством влаги, участвующей в фазовых переходах вода–лед, и минералого-гранулометрическим составом почвенной массы [47]. Разнонаправленная миграция веществ, вызывающая надмерзлотную аккумуляцию элементов и их криогенные “подтяжки”, представляет собой уникальное проявление, связанное с ролью мерзлоты как геохимического барьера и “стартера” [13]. В северном полушарии ареал объектов с подобными явлениями достаточно велик [35]. Нисходящие и восходящие потоки веществ в почвенном профиле разнесены во

времени в течение календарного года. Эффект разнонаправленной миграции определяется по правилу сложения векторов [43].

Надмерзлотную аккумуляцию Al и Fe в виде органо-минеральных компонентов связывают с “мерзлотной ретинизацией гумуса” (вымыванием и накоплением бесцветного гумуса) [1, 6, 19, 23, 25, 39, 47, 49, 50]. Согласно Арчевой [1], промораживание почв вызывает криогенное концентрирование подвижных форм органических и минеральных компонентов у промерзающей поверхности, что способствует коагуляции этих веществ, дегидратации и закреплению на месте образования в ходе полного промерзания минеральной массы. Изменения, вызванные криогенными процессами, являются устойчивыми, что обуславливает их усиление при повторном развитии тех же процессов [1]. В пользу подобного механизма также выступают результаты модельных опытов по промораживанию [60]. На примере минеральных горизонтов темно-каштановых почв при воздействии отрицательных температур зафиксировано достоверное уменьшение количества водорастворимой фракции органического углерода при одновременном увеличении содержания их щелочно-гидролизуемых форм. Таким образом, органо-минеральные комплексные соединения преимущественно в *весенне-летний* период могут мигрировать вглубь профиля и накапливаться над мерзлотой. Ранее было показано накопление в надмерзлотной толще торфяно-глеезема (почва участка IV) углерода органических соединений, а также его водорастворимых форм [53, 56, 58]. Второй, нисходящий, процесс перемещения элементов в почвах – криогенный массообмен, в частности, криотурбация, проявляющаяся в “затаскивании” мало подвижного гумуса из верхних горизонтов вглубь профиля [15, 16, 61, 66, 70, 72]. Следует отметить, что это явление может обеспечивать накопление Al и Fe, связанных с органическим веществом, в любой части почвенного профиля.

Не меньший интерес и дискуссию вызывают данные о миграции элементов в *осенне-зимний период*, которая происходит преимущественно в обратном направлении – с восходящими потоками влаги к иссушаемому, сезонно-промерзающему верхнему слою почвы [14, 22, 23, 33, 39]. По данным авторов [24], исследовавших температурный режим сезонно-промерзающих тундровых почв лесотундры и южной тундры с разной глубиной залегания мерзлоты, зона нулевых температур на глубине 20–50 см может сохраняться в течение 1–2 месяцев, тогда как промерзание влажной торфяной толщи происходит гораздо быстрее, что создает градиент влажности в сезонно-талом слое. Существуют сведения о миграции поровых растворов к поверхности в мерзлотных почвах и зимой, в течение всего периода стояния снежного покрова [48]. Так, эксперименты по определению скорости

миграции в мерзлых породах в Антарктиде показали, что ионы ^{36}Cl мигрируют за 25 дней на расстояние в 7 см [71]. При этом скорость перемещения солей в профиле контролируется градиентом влажности [26]. Это приводит к формированию криогенных солевых ореолов из легкорастворимых форм металлов в приповерхностной части сезонно-талого слоя [33, 48].

Миграция Al может происходить как в виде алюмоорганических комплексных соединений (в широком интервале значений pH), так и в виде аквагидрохсокомплексов ($\text{pH} < 5$). Величина выноса/накопления Al зависит от водного режима с учетом влияния на него мерзлотных явлений. Наряду с истинными растворами возможно поднятие и коллоидных растворов [33]. Количество миграционной влаги, несущей с собой тонкодисперсные частицы, зависит от типа субстрата и скорости промерзания. В профиле почвы при медленном темпе промораживания количество влаги, перемещаемой к фронту промерзания, обычно больше, чем при быстром [33]. В изученном торфяно-глееземе (участок V) аккумуляция Fe представлена морфологически в виде охристо-ржавой каймы, образующейся в верхней части относительно обедненного соединениями железа сизо-голубого глеевого тиксотропного горизонта $G_{\text{cf,tx}}$ (13–27 см), а также ржавыми “языками”, проходящими сквозь эту толщу. Накопление соединений алюминия морфологически не очевидно.

Подобное распределение элементов является результатом восходящих криогенных миграций восстановленных форм Fe и Mn к фронту промерзания с последующим их окислением и формированием охристых аккумуляций в виде ферригидрита, гетита или ферроксигита. Мобилизации поливалентных металлов способствует специфика окислительно-восстановительных условий. Согласно литературным сведениям, в торфяных мерзлотных почвах северной лесотундры выражено постепенное изменение условий от переходных (слабо-окислительных/слабо-восстановительных) $Eh = 330\text{--}400$ мВ в сезонно-талом слое к умеренно восстановительным $Eh = 180\text{--}230$ мВ в слоях на глубине 80–100 см, где преобладают Fe(II) и Mn(II) [5].

Таким образом, условия почвообразования на исследуемой территории обеспечивают широкую вариативность источников изучаемых элементов и механизмов их стабилизации. С позиций этих знаний рассмотрим содержание различных форм элементов в почвах.

Фракционный состав элементов. *Слабодвижные формы элементов.* Нахождение элементов в наименее подвижной фракции, вероятно, обеспечивается присутствием устойчивых к выветриванию минералов, таких как калиевые и кальциевые полевые шпаты (K, Ca, Al), плагиоклаз (Na,

Ca), амфибол (Ca, Mg), диоктаэрические слюды (Al, Fe, Mn, Mg) и др. Согласно [28], минералы имеют разную устойчивость к процессам криогенного выветривания минерального вещества. Ряд по возрастанию устойчивости минералов имеет вид: кварц → пироксены → амфиболы → полевые шпаты → слюды.

В маршевых почвах вклад наиболее устойчивой фракции в общее содержание элементов существенно различается (рис. 1). Так, для Na и K этот показатель составляет 80–90, Ca и Al – 50–80, Mn – 20–60, Mg – 20–45, Fe – 10–45%.

В торфяно-глееземе доля слабоподвижных форм в общем содержании имеет сходный диапазон только для K и Mg, больше вклад наиболее устойчивых форм Na – до 99%. Меньшая роль Ca (50–60%), вероятно, связана с тем, что почва не содержит карбонатов. Вклад остальных элементов несколько ниже, чем в маршах – Al (35–60), Mn (7–25) и Fe (13–23%). Следует также отметить, что в профиле торфяно-глеезема наиболее существенный вклад слабоподвижных форм всех элементов присущ законсервированной мерзлотной толще G_{\perp} (55(69)–76 см), в меньшей степени подвергающейся процессам выветривания и поступления элементов из вышележащих слоев. Напротив, для большего числа элементов минимальная доля слабоподвижных форм свойственна надмерзлотному глеевому горизонту G_2 (38–55(69) см). При достаточно однородном гранулометрическом составе минеральной толщи (табл. 2) именно надмерзлотный горизонт характеризуется накоплением углерода органических соединений.

Исключение составляет профильное распределение разных форм Fe и Mn. Общим для этих двух элементов является низкое содержание сильноподвижных форм над мерзлотой, а также практически полное отсутствие наиболее устойчивых соединений элементов в верхнем минеральном горизонте. В этой подподстилочной толще валовое содержание Fe практически полностью представлено его сильноподвижными формами, а Mn, дополнительно, и обменными (64 и 30% от валового содержания соответственно). Таким образом, специфика распределения поливалентных Fe и Mn свидетельствует о существенном преобразовании верхней части минеральной толщи торфяно-глеезема, расположенной непосредственно под торфяным слоем, а также горизонта над мерзлотой.

Сильноподвижные формы элементов. В маршевых почвах доля данной фракции от валового содержания для различных элементов колеблется существенно: Na – до 10, K – 10–20, Ca – 15–30, Mg – 40–65, Al – 20–50, Fe – 50–85, Mn – 10–60%. Для торфяно-глеезема вклад сильноподвижных форм Na не превышает 2, K – 13–18, Ca – 50–60, Al – 35–60, Fe – 13–23, Mn – 7–25%, что несколько

меньше, чем в маршевых почвах, в отношении Mg значения сопоставимы.

Для горизонтов засоленных почв отмечена тесная взаимосвязь содержания сильноподвижных форм Al с Fe, а также K с Fe, Al и Mg ($R^2 = 0.88–0.94$, рис. 2а), что свидетельствует об их общих источниках, таких как слюды, иллиты, хлориты, смектиты, вермикулиты. Эта гипотеза подтверждается тесной корреляцией между количеством сильноподвижных форм Mg, K, Al, Fe и содержанием иллитовой фракции, $R^2 = 0.63–0.78$ (рис. 2б).

В надмерзлотной толще торфяно-глеезема выражено незначительное накопление сильноподвижных форм Al и Fe по сравнению с выше- и нижележащими горизонтами. Вероятно, это может быть связано с нисходящей миграцией наиболее растворимых форм соединений названных элементов вплоть до мерзлоты как водоупора. Однако более выраженной зоной накопления сильноподвижных форм Al и Fe является горизонт, следующий за торфяной толщей. Здесь отмечено превышение содержания этой фракции обоих элементов в 1.3–1.5 раза по сравнению с нижней частью профиля. К факторам, препятствующим и компенсирующим нисходящую миграцию сильноподвижных форм, могут быть отнесены тиксотропные свойства горизонта $G_{cf,tx}$ (13–27 см) и восходящие потоки Fe-содержащих соединений. Тиксотропный горизонт характеризуется отсутствием структуры и обладает очень малой пористостью – даже невысокое содержание влаги приводит к заполнению всех пор водой [23]. Аккумуляция влаги в этой части профиля объясняется наличием моховой подстилки, предохраняющей верхние слои от физического испарения за счет большой водоудерживающей способности, среднесуглинистым гранулометрическим составом, низкой водопроницаемостью и преобладанием связанных форм влаги [2, 22, 23, 29, 41].

Оксалато- и дитионитрастворимые формы Al, Fe. Традиционно химическое фракционирование соединений Fe в нашей стране ведется по схеме, предложенной Зонном. Однако исследования последних лет показали дискуссионность интерпретации результатов химической экстракции соединений Fe из почв [9]. Согласно данным, полученным с использованием мессбуаэровской спектроскопии, предлагается несколько иная структура соединений Fe. В автоморфных почвах содержание соединений, извлекаемых вытяжкой Тамма, следует рассматривать как количество Fe(III) в составе легкоразрушаемых комплексных соединений. В гидроморфных минеральных почвах с застойным режимом влажности содержание оксалогоразстворимых соединений отражает количество Fe, которое растворяется на начальной стадии биогенного восстановления Fe(III). Содержание дитионитрастворимых соединений следует рас-

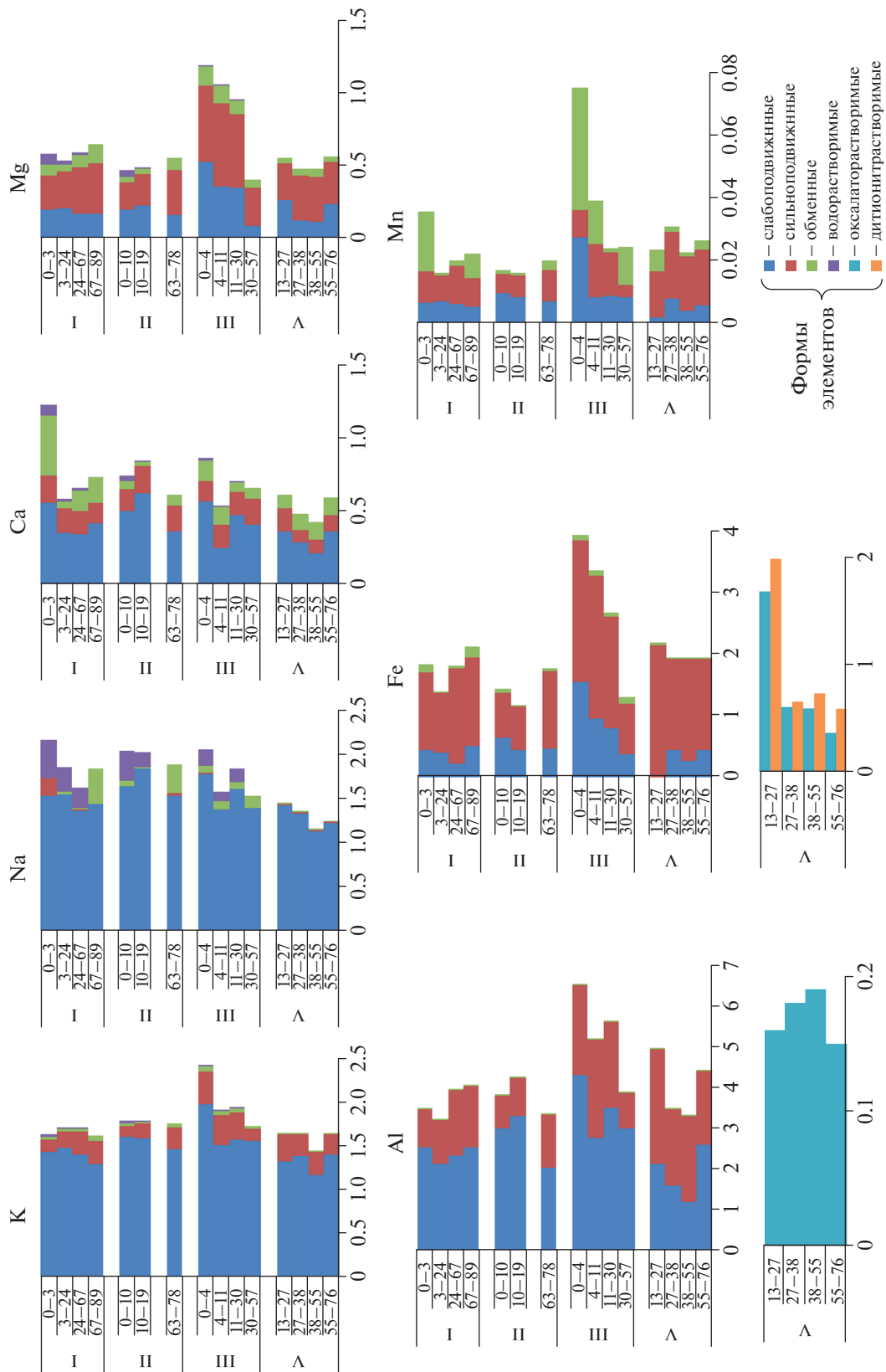


Рис. 1. Содержание (%) разных форм элементов в почвах участков I-V.

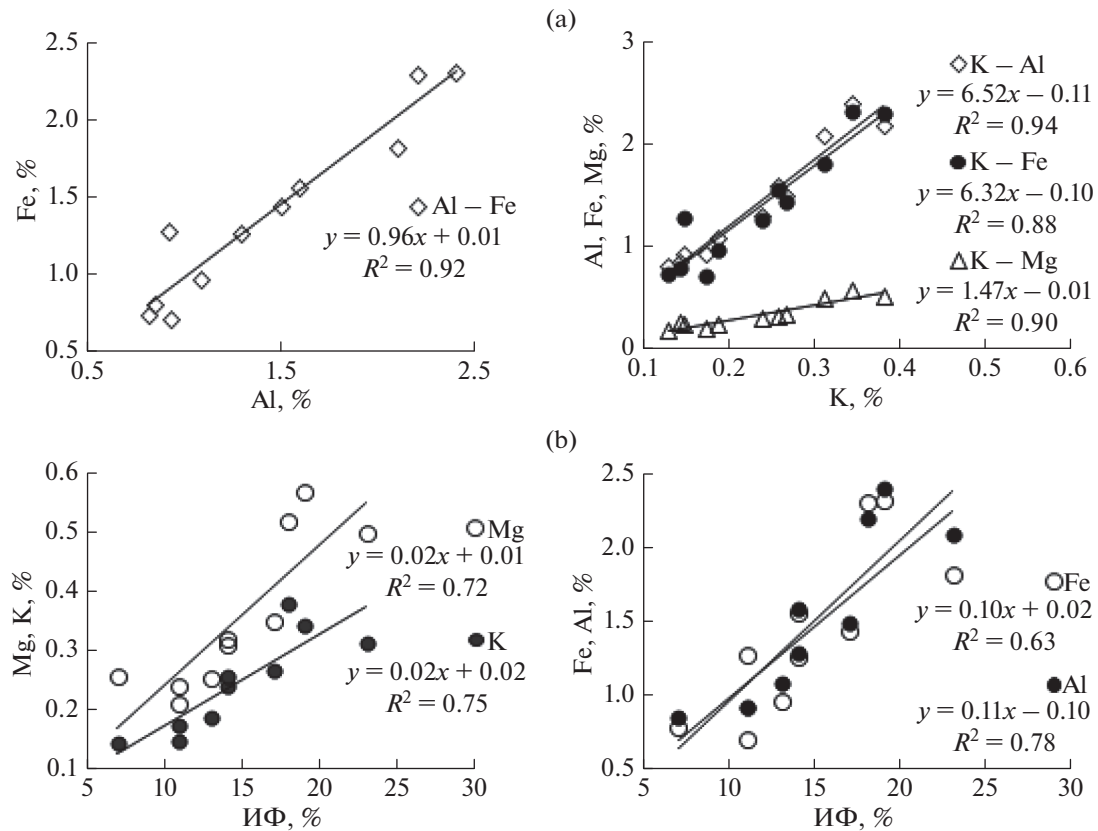


Рис. 2. Взаимосвязь содержания элементов в составе сильноподвижной фракции почв между собой (а), с содержанием илистой фракции (ИФ) почв (б).

смагивать как количество железа (III) в составе восстанавливаемых растворимых веществ как (гидр)оксидов, так и силикатов, потенциально способных к восстановлению в переувлажненных почвах с достаточно высоким содержанием доступного микроорганизмам органического вещества.

Исследования показали, что критерий Швермана $K_{Ш} = Fe_o/Fe_d$ превышает единицу ($1.0 < K_{Ш} \leq 3.8$), что свидетельствует о неаддитивности вытяжек Тамма и Мера-Джексона [8]. Принцип аддитивности вытяжек реализуется в горизонте АУао (0–4) почвы третьего участка (pH_{H_2O} 6.21), в наиболее кислых горизонтах АСао,г (19–30), СГ (30–63 см) почвы второго участка (pH_{H_2O} 3.58–4.1), а также в большинстве горизонтов тундровых почв. Содержание ионов Fe в вытяжках Тамма и Мера-Джексона тесно взаимосвязано ($R^2 = 0.88$).

Концентрация оксалаторастворимого Al в пределах почвенных профилей меняется в диапазоне от 0.02 до 0.2% (менее 6% от валового содержания). Количество Fe, извлекаемое двумя растворителями из различных генетических горизонтов всех исследуемых почв, сопоставимо между собой и характеризуется колебанием значений от 0.1–2%. Доля

несиликатных форм Fe от его валового содержания в маршевых почвах составляет 3–40%. В минеральной части торфяно-глебезема вклад оксалаторастворимых форм элементов равен 20–90, дитионитрастворимого Fe – 30–100%. В тиксотропном горизонте $G_{cf,tx}$ (13–27 см) содержание экстрагируемых форм Fe (особенно дитионитрастворимого) на 80–100% соизмеримо с количеством сильноподвижных форм и валовым содержанием элемента, вглубь профиля вклад этих форм ослабевает до 20–40%. Аккумуляции оксалаторастворимого Al в тиксотропном горизонте не отмечено.

Более высокое содержание Al и Fe в минеральных горизонтах торфяно-глебезема по сравнению с маршевыми почвами может быть связано с большей кислотностью почв и образованием металл-органических соединений. На педохимию Fe, помимо значений pH, влияет окислительно-восстановительный статус почв (в данном исследовании мониторинга окислительно-восстановительного потенциала выполнено не было). При низких значениях pH Fe может быть существенно более подвижно, чем Al.

Корреляция содержания оксалато- и дитионитрастворимых форм элемента с сильноподвижными

его формами отсутствует ($R^2 = 0.3-0.4$). Раствором Тамма извлекается в 10–50 раз меньше Al и по сравнению с его количеством, относимым к сильноподвижной фракции. Превышение содержания сильноподвижного Fe над его концентрациями в вытяжках Тамма и Мера-Джексона тоже имеет место, но в меньшей степени (1.1–24 раза), причем для горизонтов торфяно-глебезема кратность невысока по сравнению с почвами маршей. При этом с глубиной отмечено последовательное увеличение отношения масс сильноподвижной и оксалаторастворимой фракций (от 1 до 4).

Обменные формы элементов. Термин “обменные катионы” в отношении торфяных горизонтов, представленных неразложившимися и слабо разложившимися растительными остатками, относится с определенной долей условности. Дополнительно терминологическая неточность касается ионов Na в засоленных почвах, а также ионов кальция в карбонатсодержащих горизонтах. Более точно – фракция ионов, переходящих в ацетатно-аммонийную вытяжку, за вычетом их водорастворимых форм, то есть в соответствии с методами их измерения.

В торфяной олиготрофной почве доля обменных форм K и Mn уменьшается с глубиной, при увеличении участка Al, Fe и Na, значения для Ca и Mg меняются разнонаправленно. По всей вероятности, преобладающее количество катионов, входящих в состав морской воды, в поверхностной толще этой почвы связано с аэральным переносом вещества на поверхность водораздела. Таким образом, происходит обогащение поверхностных горизонтов торфяных почв элементами не только водорастворимой фракции, на что указывалось ранее [56], но и подвижной, извлекаемой ацетатно-аммонийным буферным раствором.

В минеральных горизонтах всех почв доля обменного Mg от валового содержания составляет 10–20, Ca – 10–30, Al – не более 0.5 и Fe – менее 10%. Вклад обменных форм K, Na, Mn от общего количества для почв маршей и водоразделов различается существенно и имеет соответствующие значения для пяти исследуемых участков: 1–4, 1–22, 3–53 и 1, менее 0.1, 2–20% соответственно. Количество обменных Mg, K, Al и илистой фракции взаимосвязаны ($R^2 = 0.44-0.50$), для других элементов эта связь отсутствует.

Кислотность почв. Маршевые почвы характеризуются широким диапазоном значений pH_{H_2O} – от 3.58 до 7.20 (табл. 3). Почвы участков I и II имеют контрастные кислотные профили, изменение значений pH_{H_2O} с глубиной разнонаправлено. Разница pH соседних горизонтов существенна – достигает 1.5–2.3 ед. pH. В этих почвах, расположенных друг от друга на расстоянии 100 м, наиболее кислые горизонты находятся на близких глубинах (соответственно 3–24 и 19–30 см), что,

вероятно, связано со сходными условиями почвообразования. Кислотность в профиле почвы участка III, наиболее отдаленной от моря и формирующейся на надпойменной террасе, меняется незначительно (pH_{H_2O} 6.6–6.9).

Высокие значения pH почв обусловлены присутствием карбонатов, а также регулярным воздействием соленых морских вод. Все эти факторы способствуют накоплению талассофильных элементов (Na, Mg, Ca). Как было показано ранее [53], большим содержанием углерода неорганических соединений характеризуется почва маршей низкого уровня, затапливаемая в каждый прилив, а в ней – поверхностный слой. Карбонаты обнаружены и в нижнем горизонте почвы третьего участка. В почвы литоральной зоны карбонаты поступают преимущественно за счет приноса $C_{неорг}$ в составе морской воды и карбонатных отложений.

Помимо непосредственного влияния морской воды, возможно повышение значений pH почв и за счет реакций катионного обмена – вытеснения обменных протонов и ионов алюминия катионами, входящими в состав воды, нагоняемой приливами. В какой форме поступает углерод неорганических соединений почв (растворенные гидрокарбонаты, карбонаты, взвеси) не установлено.

Бескарбонатная маршевая почва участка II, испытывающая наименьшее воздействие морской воды, по сравнению с почвой первого участка, более кислая pH_{H_2O} 3.6–5.5, pH_{KCl} 3.3–5.1. Горизонт АСао,г (19–30 см) с сильнокислой реакцией диагностирован, как указано выше, в срединной части профиля. Обращает на себя внимание незначительная разница значений pH водной и солевой суспензий (ΔpH 0.3). Этот горизонт отличается от выше- и нижележащей толщ отсутствием гидрокарбонат-иона [55], небольшим количеством валовых форм Ca, Mg и K, в некоторой степени и Na, минимальным содержанием органического углерода (при колебании от 4.8 до 75 г/кг), наименьшей долей глинистых частиц <0.01 мм (при варьировании в профиле от 8 до 14%).

Кроме специфики приносимого морем субстрата [65], соленость вод также является значимым фактором, влияющим на химический состав наилка. Соленость воды – переменный параметр, зависящий от количества выпадающих атмосферных осадков, испарившейся влаги, объема притока менее соленых морских [56] и талых вод. Однако в большей степени межгодовая изменчивость солёности морской воды, особенно у побережья, зависит от весьма выраженных колебаний речного стока, обусловленных проведением различных водохозяйственных мероприятий [11]. В 80-е годы прошлого столетия начало функционировать Печорское водохранилище – технологи-

ческий водный объект Печорской гидроэлектростанции. Водоем был создан искусственно на правом берегу р. Печора в 1984 г. Вблизи г. Печора были залиты два небольших озера и прилегающие заболоченные лесные участки. Площадь водохранилища составляет 574 га. Уменьшение содержания катионов щелочных, щелочноземельных металлов и гидрокарбонат-иона в прибрежных водах Хайпудырской губы могло быть связано с мероприятиями, вызывающими повышенный речной сток р. Печоры — главной водной магистрали, ежегодно доставляющей примерно 130 км³ пресной воды. Если провести ориентировочные расчеты, взяв средний “прирост” маршевых почв до 1 см/год [44], а глубину наиболее кислого слоя 3–30 см, то можно предположить, что наиболее кислая толща могла начать формироваться как раз около 30 лет назад. Данная гипотеза требует более детальной проработки.

Тундровые почвы, расположенные выше литоральной зоны и испытывающие влияния морских вод только за счет импульверизации, имеют кислую реакцию. Вглубь профилей значения pH увеличиваются. В торфяных горизонтах pH_{H_2O} колеблется 3.8–4.4, pH_{KCl} — 2.7–3.5. Природа обменной кислотности органогенных горизонтов была подробно исследована ранее [55, 56]. Показано доминирование сильнокислотных компонентов ($pK_a \leq 3$) в составе обменной кислотности почв, обусловленной кислотами (“обменным H^+ ” по Соколову). Вклад ионов Fe^{3+} в формирование обменной кислотности органогенных горизонтов почв с $pH_{KCl} \leq 3.0$ может достигать 60%. Источником кислотности солевых вытяжек могут быть низкомолекулярные кислоты (щавелевая, малеиновая, лимонная), наиболее сильнокислотные группы растворимых фульвокислот, а также кислоты твердой фазы почв, отдающих протоны в ходе реакций катионного обмена с ионами калия. Накоплению в твердой фазе почв соединений кислой природы способствует низкое содержание различных форм Ca^{2+} и Mg^{2+} , участвующих в их нейтрализации. Как упоминалось выше, содержание зольных элементов в тканях растений этой территории несколько меньше по сравнению с данными показателями у аналогичных растений более южных широт [42]. Этот факт является одной из причин распространения сильнокислых торфяных почв в районах Крайнего Севера. Кроме того, питание олиготрофных почв в отличие от эвтрофных осуществляется за счет атмосферных осадков с низким содержанием катионов.

Глеевые горизонты существенно менее кислые по сравнению с органогенными. Указанные выше особенности водного режима тундровых почв препятствуют выносу K^+ , Na^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+} . Повышению значений pH может способствовать также сам процесс восстановления Fe^{3+} , свой-

ственный глеевым горизонтам и сопровождающийся поглощением протонов в соответствии с реакцией: $Fe(OH)_3 + 2H^+ \leftrightarrow Fe^{2+} + 1/4O_2 + 5/2 H_2O$, на что указывалось ранее [57].

Солевые вытяжки глеевых горизонтов существенно более кислые — на 1.5–2 ед. pH ниже по сравнению водными. Ранее при анализе вариации кислотных свойств автоморфных суглинистых почв ряда южная тайга → средняя тайга → северная тайга → южная тундра, нами было высказано предположение [57, 59], объясняющее эту особенность глеевых горизонтов. Вероятно, кислотно-основные свойства глеевых горизонтов обуславливаются не столько органическими соединениями, образующимися в подстилке, сколько минеральными компонентами. Возможно, в глеевых горизонтах присутствуют обменные сильнокислотные компоненты (например, соединения Fe^{3+}), которые определяют низкое значение pH_{KCl} даже при их небольшом содержании (низкая обменная кислотность), но не переходят в жидкую фазу водной суспензии при определении pH_{H_2O} (pH_{H_2O} высокие).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование прибрежных почв Хайпудырской губы показало, что на сравнительно небольшой площади, находящейся в зоне влияния морских течений, существует своеобразная совокупность факторов педогенеза, обуславливающая формирование здесь специфических почв с широким диапазоном варьирования разных форм элементов (Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Mn).

Под действием приливов и отливов за счет седиментации пылеватых и илистых отложений по отлогим низким берегам накапливается значительная часть осадков. Результатом этого является образование почвенных слоев, существенно отличающихся по составу и свойствам. Помимо специфики состава твердого стока значительная межгодовая изменчивость количества привносимых элементов определяется колебаниями солёности морской воды, в том числе связанной с проведением различных водохозяйственных мероприятий.

Содержание Na, Mg, в меньшей степени Ca, зависит от притока легкорастворимых солей с водой и посредством импульверизации. В минеральных горизонтах засоленных почв распределение слабо- и сильноподвижных форм элементов определяется также гранулометрическим составом наносов, приносимых морем и/или рекой Море-ю (маршевая примитивная дерново-глеевая тяжелосуглинистая почва). Горизонты, богатые илистой и тонкопылевой фракциями, характеризуются большим содержанием Mg, Al, Fe и K. На этом фоне проявляется варьирование валового химического (элементного) состава: Ca и

Mg – 0.4–1.2, Na и K – 1.1–2.4, Fe – 1.2–4.0, Al – 3.2–6.5, Mn – до 0.1%.

На высоких позициях рельефа с тундровыми экосистемами, подверженными влиянию моря лишь посредством выпадения морских аэрозолей в результате переноса их воздушными массами, на формирование почв наибольшее влияние оказывают зональные факторы почвообразования. Закономерности аккумуляции Al и Fe в зональных почвах определяются осенней восходящей миграцией растворов к фронту сезонного промерзания, геохимическими барьерами, ограничивающими нисходящую миграцию элементов, образующихся после отмирания, разложения и минерализации растительного опада. Препятствием нисходящей миграции могут выступать как мерзлота, так и слабопроницаемые глеево-тиксотропные горизонты.

Все перечисленные факторы в той или иной мере влияют на кислотность почвенных горизонтов, диапазон колебаний которой существенен.

Результаты исследований могут быть использованы при разработке нормативных природоохранных документов и стать основой для планирования региональных экологических программ при оценке антропогенного воздействия на компоненты природной среды арктических и субарктических регионов европейского Северо-Востока.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы обращаются к светлой памяти Татьяны Алексеевны Соколовой, сформулировавшей идею данной статьи, а также принявшей значительное участие в обсуждении экспериментального материала.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 20-04-00445а (AAAA-A20-120012290097-7) “Факторы и механизмы стабилизации органического вещества в почвах экстремальных условий (на примере арктических экосистем)”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арчегова И.Б. Гумусообразование на севере европейской территории СССР. Л.: Наука, 1985. 136 с.
2. Арчегова И.Б., Забоева И.В. Криогенные проявления в почвах Коми АССР. Сыктывкар, 1974. 36 с.
3. Бахмет О.Н. Особенности почв скальных ландшафтов Карельского побережья Белого моря // Уч. зап. Петрозаводского государственного университета. Сер. Сельскохозяйственные науки. 2013. № 6. С. 55–59.
4. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
5. Василевич Р.С. Макро- и микроэлементный состав мерзлотных бугристых торфяников лесотундры европейского Северо-Востока России // Геохимия. 2018. № 12. С. 1158–1172. <https://doi.org/10.1134/S0016752518100126>
6. Васильевская В.Д. Почвообразование в тундрах Средней Сибири. М.: Наука, 1980. 235 с.
7. Власова Н.В. Таежно-мерзлотные геосистемы Средней Сибири и некоторые их геохимические показатели (на примере Ербогаченской провинции) // Геополитика и экогеодинамика регионов. 2014. Т. 10. Вып. 2. С. 399–402.
8. Водяницкий Ю.Н. Соединения железа и их роль в охране почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2010. 282 с.
9. Водяницкий Ю.Н., Шоба С.А. Дискуссионные вопросы интерпретации результатов химической экстракции соединений железа из почвы // Почвоведение. 2014. № 6. С. 697–704. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14060112>
10. Воробьева Л.А. Теория и методы химического анализа почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 136 с.
11. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 281 с.
12. Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 159 с.
13. Горячкин С.В. Почвенный покров Севера (структура, генезис, экология, эволюция). М.: ГЕОС, 2010. 414 с.
14. Горячкин С.В., Водяницкий Ю.Н., Конюшков Д.Е., Лесовая С.Н. и др. Биоклиматогенные и геогенные проблемы географии почв Северной Евразии // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2008. № 62. С. 48–68.
15. Губин С. Динамика верхней границы многолетней мерзлоты и проблема ретинизации гумуса в тундровых почвах Северо-Востока России // Проблемы эволюции почв. Пушино, 2003. С. 168–172.
16. Губин С.В., Лупачев А.В. Надмерзлотные горизонты аккумуляции грубого органического вещества в криоземах тундр Северной Якутии // Почвоведение. 2018. № 7. С. 815–825. <https://doi.org/10.1134/S0032180X18070043>
17. Губин С.В., Лупачев А.В. Подходы к классификации почв аккумулятивных берегов морей восточного сектора Российской Арктики // Почвоведение. 2022. № 1. С. 25–32. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22010051>
18. Добровольский В.В. О геохимической специфике почвообразования на морских и океанических островах и побережьях // Почвоведение. 1991. № 4. С. 89–102.

19. *Еловская Л.Г.* Классификация и диагностика мерзлотных почв Якутии. Якутск, 1987. 172 с.
20. *Елькина Г.Я., Денева С.В., Лантева Е.М.* Тяжелые металлы в системе почва-растение в биогеоценозах Большеземельской тундры // Теоретическая и прикладная экология. 2019. № 3. С. 41–47. <https://doi.org/10.25750/1995-4301-2019-3-041-047>
21. *Иванов А.Н., Авессаломова И.А.* Орнитогенные экосистемы – геохимические феномены биосферы // Биосфера. 2012. Т. 4. № 4. С. 385–396.
22. *Иванова Е.Н., Польшцева О.А.* Почвы Европейской тундры // Тр. Коми филиала АН СССР. Сер. Географическая. 1952. Вып. 1. С. 72–122.
23. *Игнатенко И.В.* Почвы восточно-европейской тундры и лесотундры. М.: Наука, 1979. 62 с.
24. *Каверин Д.А., Пастухов А.В.* Особенности температурного режима сезоннопромерзающих почв тундровых ландшафтов европейского Северо-Востока России // Бюл. Почв. ин-та. 2017. № 87. С. 3–21.
25. *Караваева Н.А.* Тундровые почвы Северной Якутии. М.: Наука, 1969. 208 с.
26. *Кларидж Г.Г.С., Кэмпбелл И.Б.* Эксперимент с использованием хлорида лития для иллюстрации перемещения загрязняющих веществ в почвах холодной пустыни // Криосфера Земли. 2000. Т. IV. № 1. С. 83–87.
27. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
28. *Конищев В.Н., Рогов В.В.* Влияние криогенеза на глинистые минералы // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 1. С. 51–58.
29. *Кононенко А.В.* Гидротермический режим таежных и тундровых почв европейского Северо-Востока. Л.: Наука, 1986. 145 с.
30. *Ладонин Д.В.* Формы соединений тяжелых металлов в техногенно-загрязненных почвах. Автореф. дис. ... докт. биол. н. М., 2016. 42 с.
31. *Лантева Е.М., Каверин Д.А., Пастухов А.В., Шамрикова Е.В., Холопов Ю.В.* Ландшафтно-биогеографические аспекты аккумуляции и миграции тяжелых металлов в почвах Арктики и Субарктики европейского Северо-Востока // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2015. С. 47–60.
32. *Лисицын А.П.* Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
33. *Маслов А.Д., Осадчая Г.Г., Тумель Н.В., Шполянская Н.А.* Основы геокриологии. Ухта: Институт управления, информации и бизнеса, 2005. 176 с.
34. Материалы комплексного экологического обследования территории Хайпудырской губы с прилегающими тундровыми участками, обосновывающие необходимость придания ей статуса государственного природного заказника регионального значения “Хайпудырский”. URL: <https://docplayer.ru/27950599-Materialy-kompleksnogo-ekologicheskogo-obsledovaniya-territorii-haipudyrskoy-guby-s-prilegayushchimi-tundrovymi-uchastkami-obosnovyayushchie-neobhodimost.html>
35. *Мергелов Н.С., Таргульян В.О.* Процессы накопления органического вещества в минеральной толще мерзлотных почв приморских низменностей Восточной Сибири // Почвоведение. 2011. № 3. С. 275–287.
36. Минералы. Справочник. Силикаты со структурой, переходной от цепочечной к слоистой. Слоистые силикаты (каолиновые минералы, серпентины, пирофиллит, тальк, слюды) / Ред. Ф.В. Чухров. М.: Наука, 1992. Т. 4. Вып. 1. 599 с.
37. *Минкина Т.М., Мотузова Г.В., Назаренко О.Г., Крыщенко В.С., Манджиева С.С.* Комбинированный прием фракционирования соединений металлов в почвах // Почвоведение. 2008. № 11. С. 1324–1333.
38. Мировая реферативная база почвенных ресурсов 2014. Мировая система почвенной классификации для диагностики почв и создания легенд почвенных карт. Исправленная и дополненная версия 2015 / Пер. И.А. Спиридоновой; под ред. М.И. Герасимовой и П.В. Красильникова. М.: ФАО/МГУ им. М.В. Ломоносова, 2017. 203 с.
39. *Ногина Н.А.* Почвы Забайкалья. М.: Наука, 1964. 314 с.
40. *Орешникова Н.В., Красильников П.В., Шоба С.А.* Маршевые почвы Карельского берега Белого моря // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 2012. № 4. С. 13–20.
41. *Польшцева О.А.* Почвы тундры и лесотундры вдоль Печорской ж.д. от ст. Абезь до ст. Воркута // Тр. Коми филиала АН СССР. Сер. Географическая. 1952. Вып. 1. С. 33–72.
42. *Родин Л.Е., Базилевич Н.И.* Динамика органического вещества и биологический круговорот зольных элементов и азота в основных типах растительности Земного шара. М.: Наука, 1965. 264 с.
43. *Савич В.И., Скрябина Д.С., Норовсурэн Ж.* Влияние криогенеза на генезис и плодородие мерзлотных и мерзлотно-таежных почв // Известия Тимирязевской сельскохозяйственной академии. 2015. № 2. С. 5–14.
44. *Сафьянов Г.А.* Эстуарии. М.: Мысль, 1987. 189 с.
45. *Сергиенко Л.А., Минаева Т.Ю., Денева С.В.* Прибрежные экосистемы – уникальное биоразнообразие и пути его сохранения // ЭкоПечора 2014. Нарьян-Мар, 2014. С. 46–52.
46. *Сидорова В.А., Святова Е.Н., Цейц М.А.* Пространственное варьирование свойств маршевых почв и их влияние на растительность (Кандалакшский залив) // Почвоведение. 2015. № 3. С. 259–267. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15030119>
47. *Соколов И.А., Конюшков Д.Е., Наумов Е.М., Ананко Т.В., Якушева Т.Е.* Почвенный криогенез // Почвообразовательные процессы. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2006. С. 144–167.
48. *Тентюков М.П.* Особенности распределения химических элементов в мерзлых почвах // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 3. С. 100–107.

49. *Фоминых Л.А.* Особенности почвообразования в Колымских тундрах // Почвоведение. 1997. № 8. С. 917–926.
50. *Фоминых Л.А., Золотарева Б.Н., Холодов А.Л., Ширшова Л.Т.* Фракционно-групповой состав гумуса почв тундровой зоны Евразии // Криосфера Земли. 2009. Т. 13. № 2. С. 44–54.
51. *Цейц М.А., Добрынин Д.В.* Морфогенетическая диагностика и систематика маршевых почв Карельского Беломорья // Почвоведение. 1997. № 4. С. 411–416.
52. *Черноусенко Г.И., Орешишникова Н.В., Украинцева Н.Г.* Засоление почв побережья северных и восточных морей России // Почвоведение. 2001. № 10. С. 1192–1206.
53. *Шамрикова Е.В., Денева С.В., Кубик О.С.* Распределение углерода и азота в почвенном покрове прибрежной территории Баренцева моря (Хайпудырская губа) // Почвоведение. 2019. № 5. С. 558–569. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19030092>
54. *Шамрикова Е.В., Денева С.В., Кубик О.С., Панюков А.Н.* Соединения азота в почвах континентальных окраин Европейского сектора Российской Арктики // Почвоведение. 2020. № 7. С. 803–815. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20070138>
55. *Шамрикова Е.В., Денева С.В., Кубик О.С., Пунегов В.В., Кызылжурова Е.В., Боброва Ю.И., Зуева О.М.* Кислотность органогенных горизонтов арктических почв побережья Баренцева моря // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1325–1335. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17110107>
56. *Шамрикова Е.В., Денева С.В., Панюков А.Н., Кубик О.С.* Свойства почв и характера растительности побережья Хайпудырской губы Баренцева моря // Почвоведение. 2018. № 4. С. 401–412. <https://doi.org/10.7868/S0032180X18040020>
57. *Шамрикова Е.В., Казаков В.Г., Соколова Т.А.* Варьирование показателей кислотно-основного состояния автоморфных суглинистых почв таежной и тундровой зон Республики Коми // Почвоведение. 2011. № 6. С. 699–712.
58. *Шамрикова Е.В., Кубик О.С., Денева С.В., Пунегов В.В.* Состав водорастворимой фракции почв побережья Баренцева моря: органический углерод и азот, низкомолекулярные компоненты // Почвоведение. 2019. № 11. С. 1322–1338. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19110108>
59. *Шамрикова Е.В., Соколова Т.А.* Взаимосвязь между различными формами кислотности автоморфных суглинистых почв тундры и тайги // Почвоведение. 2013. № 5. С. 556–569.
60. *Швабенланд И.С.* Запас и динамика легкоминерализуемого органического вещества в почвах Хакасии. Дис. ... канд. биол. н. Абакан, 2002. 162 с.
61. *Bockheim J.G., Tarnocai C.* Recognition of cryoturba-tion for classifying permafrost-affected soils // Geoderma. 1998. V. 81. Iss. 3–4. P. 281–293. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(97\)00115-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00115-8)
62. *Burachevskaya M.V., Minkina T.M., Mandzhieva S.S., Bauer T.V., Chaplygin V.A., Sushkova S.N., Orlovič-Leko P., Mashtykova L.Y., Rajput V.* Comparing two methods of sequential fractionation in the study of copper compounds in Haplic chernozem under model experimental conditions // J. Soils and Sediments. 2018. V. 18. Iss. 6. P. 2379–2386. <https://doi.org/10.1007/s11368-017-1711-7>
63. *Cools N., De Vos B.* Sampling and Analysis of Soil. Manual Part X // Manual on methods and criteria for harmonized sampling, assessment, monitoring and analytawkasis of the effects of air pollution on forests, UNECE, ICP Forests. Hamburg, 2010. 208 p. ISBN: 978-3-926301-03-1. <http://www.icp-forests.org/Manual.htm>
64. *Hima Bindua Y., Chakradhar Th., Reddy M.C., Kanygin A., Redding K.E., Chandrasekhar Th.* Salt-tolerant genes from halophytes are potential key players of salt tolerance in glycophytes // Environmental and Experimental Botany. 2015. V. 124. P. 39–63. <https://doi.org/10.1016/j.envexpbot.2015.11.010>
65. *Kulakov M.Yu., Pogrebov V.B., Timofeyev S.F., Chernova N.V., Kiyko O.A.* Ecosystem of the Barents and Kara seas, coastal segment // The Sea. V. 14. Chapter 29. President and Fellows of Harvard College, Harvard University Press; Cambridge, 2004. P. 1135–1172.
66. *Michaelson G.J., Dai X.Y., Ping C.L.* Organic matter and bioactivity in Cryosols of Arctic Alaska // Cryosols. Soil Sci. Soc. Am. J. 2004. P. 463–477. https://doi.org/10.1007/978-3-662-06429-0_23
67. Ocean Margin Processes in Global Change / Eds.: R.F.C. Mantoura, J.-M. Martin, R. Wollast. Wiley and Sons Chichester, 1991. 454 p.
68. *Szymański W.* Quantity and chemistry of water-extractable organic matter in surface horizons of Arctic soils under different types of tundra vegetation – A case study from the Fuglebergsletta coastal plain (SW Spitsbergen) // Geoderma. 2017. V. 305. P. 30–39. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.05.038>
69. *Szymanski W., Wojtun B., Stolarczyk M., Siwek J., Was-cinska J.* Organic carbon and nutrients (N, P) in surface soil horizons in a non-glaciated catchment, SW Spitsbergen // Polish Polar Research. 2016. V. 37. № 1. P. 49–66. <https://doi.org/10.1515/popore-2016-0006>
70. *Tedrow J.C.F.* Soils of the polar landscapes. New Brunswick, NJ: Rutgers Univ. Press, 1974. 638 p.
71. *Ugolini F.C., Anderson D.M.* Ionic migration in frozen Antarctic soil // Antarctic J. U. S. 1972. V. 7. № 4. P. 112–113.
72. *Zimov S.A., Davydov S.P., Voropayev Yu.V., Prosiannikov S.F., Semiletova I.V. et al.* Winter bioticactivity and production of CO₂ in Siberian soils: A factor in the greenhouse effect // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 5017–5023.

Fractional Composition of Compounds of Some Typomorphic Chemical Elements in the Soils of the Coastal Territory of the Barents Sea (the Khaipudyr Bay)

E. V. Shamrikova^{1, *}, O. S. Kubik¹, and S. V. Deneva¹

¹ *Institute of Biology of Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, 167982 Russia*

**e-mail: shamrik@ib.komisc.ru*

Information about various forms of chemical elements, such as Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Mn, contribute to understanding the genesis of poorly studied soils of the northern reserves. The analysis of the composition of various forms of compounds of elements is carried out. To determine the gross content, a mixture of concentrated HF, HClO₄ and HCl was used, acid-soluble compounds – a mixture of concentrated HNO₃ and H₂O₂, mobile – an acetate-ammonium buffer solution. It is shown that the amount of introduced elements for the soils of the marching zone is largely determined by the amount and composition of solid runoff coming from seawater and coastal water collections. For mineral horizons of soils, a close correlation was noted between the content of the silty fraction and the exchange forms of K, Mg, Al ($R^2 = 0.4–0.5$), as well as highly mobile forms of the same elements, including Fe ($R^2 = 0.6–0.8$). The distribution of elements along the profile of zonal soils formed at the highest positions of the relief is significantly influenced by the conditions of the permafrost regime and the pulverization of salts.

Keywords: marching and tundra soils, gross content of elements, fractional composition of compounds Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Mn