



ПОЧВОВЕДЕНИЕ

www.sciencejournals.ru

Журнал основан в январе 1899 г. На его страницах публикуются оригинальные статьи, обзоры; отражаются различные аспекты теоретических и экспериментальных исследований генезиса, географии, физики, химии, биологии, плодородия почв; освещаются результаты теоретических и экологических исследований в глобальном и региональном планах.



СОДЕРЖАНИЕ

Номер 10, 2023

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Генетические особенности почв на элювии плотных пород Донецкого кряжа

О. С. Безуглова, В. Э. Болдырева, С. Н. Горбов, Ю. А. Литвинов 1205

Засоление и осолонцевание почв речных долин Кулундинской равнины

Н. В. Елизаров, В. В. Попов, И. Д. Рыбкина, Б. А. Смоленцев 1216

ХИМИЯ ПОЧВ

Сорбция фосфора засоленными почвами Западного Забайкалья

С. Б. Сосорова, М. Г. Меркушева, Л. Н. Болонева, И. Н. Лаврентьева 1230

Сезонная активность почвенной пероксидазы в осушенных болотных сосняках Западной Сибири: системно-экологический анализ

Т. Т. Ефремова, С. П. Ефремов, А. Ф. Аврова 1244

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Спутниковый мониторинг засоления орошаемых почв Южного Казахстана

И. Ю. Савин, А. Г. Терехов, Е. Н. Амиргалиев, Г. Н. Сагатдинова 1259

Анализ эколого-генетических особенностей почв для мониторинга лесных экосистем в зоне хвойно-широколиственных лесов

Г. Н. Копчик, И. Е. Смирнова, С. В. Копчик 1269

Районирование овражной эрозии в регионе Среднего Поволжья

Р. А. Медведева, О. П. Ермолаев 1285

Contents

No. 10, 2023

Genesis and Geography of Soils

- Genetic Features of Soils on Dense Parent Rocks of the Donetsk Ridge
O. S. Bezuglova, V. E. Boldyreva, S. N. Gorbov, and Yu. A. Litvinov 1205
- Salinization and Solonetsization of Soils in River Valleys of the Kulunda Plain
N. V. Elizarov, V. V. Popov, I. D. Rybkina, and B. A. Smolentsev 1216
-

Soil Chemistry

- Phosphorus Sorption by Saline Soils of Western Transbaikalia
S. B. Sosorova, M. G. Merkusheva, L. N. Boloneva, and I. N. Lavrentieva 1230
- Seasonal Activity of Soil Peroxidase in Drained Swamp Pine Forests of Western Siberia:
Systematic-Ecological Analysis
T. T. Efremova, S. P. Efremov, and A. F. Avrova 1244
-

Degradation, Rehabilitation, and Conservation of Soils

- Satellite Monitoring of Salinization of Irrigated Soils in South Kazakhstan
I. Yu. Savin, A. G. Terekhov, E. N. Amirgaliev, and G. N. Sagatdinova 1259
- Analysis of Ecological and Genetic Soil Properties for Forest Ecosystem Monitoring
in the Zone of Coniferous-Broad-Leaved Forests
G. N. Koptsik, I. E. Smirnova, and S. V. Koptsik 1269
- Gully Erosion Zoning in the Middle Volga Region
R. A. Medvedeva and O. P. Yermolaev 1285
-

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48:631.445.4

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЧВ НА ЭЛЮВИИ ПЛОТНЫХ ПОРОД ДОНЕЦКОГО КРЯЖА

© 2023 г. О. С. Безуглова^а, *, В. Э. Болдырева^а, С. Н. Горбов^а, Ю. А. Литвинов^а

^аЮжный федеральный университет, Академия биологии и биотехнологии им. Д.И. Ивановского,
пр-т Стачки, 194/1, Ростов-на-Дону, 194090 Россия

*e-mail: osbesuglova@sfedu.ru

Поступила в редакцию 24.01.2023 г.

После доработки 29.05.2023 г.

Принята к публикации 30.05.2023 г.

Представлены результаты изучения морфологических, а также некоторых физических и химических свойств почв с черным гумусовым горизонтом, развитых на элювии плотных пород, которые на картах обозначены как черноземы. Исследования проводили на целинных участках заповедных территорий на северо-западе Ростовской области, представляющих собой восточные отроги Донецкого кряжа, где часто встречается выход различных плотных пород на дневную поверхность. Установлено, что морфологические, физические и химические свойства почв на элювии плотных пород Донецкого кряжа подчеркивают их самобытность и специфичность и в то же время указывают на их типовую принадлежность к черноземам по классификации почв СССР (1977). По сравнению с зональными подтипами черноземов — обыкновенным и южным — черноземы на элювии плотных пород характеризуются пониженной мощностью аккумулятивно-гумусовой толщи, повышенным количеством гумуса, шестиступенчатостью нижней части профиля, слабой выраженностью карбонатных новообразований, особенностями фракционного состава гранулометрических компонентов даже при условии принадлежности почв к одной и той же разновидности. Поэтому в классификации почв СССР упоминание подтиповой принадлежности этих почв в названии некорректно. По классификации почв России рассматриваемые почвы на элювии плотных пород относятся к разным типам в зависимости от строения почвенного профиля. В почвенном покрове отрогов Донецкого кряжа распространены темногумусовые почвы, ранее относимые к черноземам неполноразвитым, отличающиеся от черноземов отсутствием срединных горизонтов и карбонатных новообразований. Черноземы на элювии плотных карбонатных пород характеризуются по сравнению с аналогами на лёссовидных глинах и суглинках пониженной мощностью профиля, а по сравнению с темноцветными почвами наличием срединного горизонта и карбонатных новообразований в нижней части профиля в виде прожилок либо редкой белоглазки.

Ключевые слова: известняки, сланцы, гумус, морфология профиля, гранулометрический состав, чернозем

DOI: 10.31857/S0032180X23600075, **EDN:** ZSFMXC

ВВЕДЕНИЕ

Донецкий кряж представляет собой возвышенность, сочетающую равнинные междуречья с долинами, имеющими горный характер. Средняя высота поверхности на территории области не превышает 300 м. Поверхность глубоко расчленена речными долинами, оврагами и балками. Донецкий кряж сложен породами докембрийского возраста, а также там представлена почти полная серия палеозойских (начиная с девона), мезозойских и кайнозойских пород. Отсюда распространение каменноугольных и меловых отложений — песчаников, известняков, мела, углистых сланцев и залежей каменного угля [11, 14].

Элювий этих отложений, подстилаемый невыветрившимися монолитными плитами известня-

ка, сланцев, мергелей, мела, песчаника, служит почвообразующей породой для формирования черноземов, нередко называемых неполноразвитыми. Основные площади их находятся в подзоне черноземов южных, встречаются эти почвы и среди черноземов обыкновенных [5].

В настоящее время черноземы изучены достаточно полно, однако знакомство с разными национальными научными школами показывает, что разночтения имеются даже по такому признаку, как строение профиля чернозема. Так, в российском почвоведении черноземы — это почвы преимущественно с полноразвитым профилем А—В—С, где срединный горизонт В(АВ) является переходным по гумусу, а также присутствуют вторичные карбонаты, формирующиеся вследствие процессов

выщелачивания и миграции. Большинство европейских национальных научных школ рассматривают черноземы как почвы, имеющие профиль А–С, где А – это мощный органо-минеральный горизонт [31].

И с этой точки зрения особый интерес представляют почвы, развивающиеся на элювии плотных пород, обозначенные на почвенных картах Ростовской области как черноземы южные неполноразвитые (Почвенная карта Ростовской области, 1985). В силу определенных и весьма неблагоприятных для почвообразования свойств плотных пород (устойчивость к выветриванию, бедный химический состав и др.) такие почвы имеют ряд особенностей. Химический состав пород накладывает отпечаток на облик почв, поэтому и внимание исследователей, изучающих почвы на элювии плотных пород, привлекают, прежде всего, особенности химического состава, например, наличие естественных радионуклидов, так как они наследуются почвой именно из материнских пород, причем особенно хорошо это видно при анализе почв на элювии плотных пород [4, 27]. В то же время работ, посвященных изучению генезиса таких почв, очень мало. В Национальном атласе России [1] черноземы на элювии плотных пород упоминаются только при описании почвообразующих пород, на которых формируются почвы черноземного типа, “материнские породы черноземов представлены рыхлыми лёссовидными отложениями и лёссами, однако черноземы встречаются и на дериватах плотных пород”. Здесь же уточняется, что “формированию черноземов способствуют повышенная пористость и микроагрегированность пород, их хорошая водопроницаемость и высокая поглощательная способность”. Все эти качества не присущи плотным породам, тем не менее при знакомстве с морфологическими и физико-химическими свойствами этих почв сомнения в том, что это черноземы, у авторов данной статьи не возникло. Прежде всего потому, что почвенный профиль этих почв достаточно четко дифференцирован на генетические горизонты, в то время как для темногумусовых почв, также выделяемых на элювии плотных пород, общими диагностическими свойствами являются “одноименные гумусовые горизонты (AU) и отсутствие срединных горизонтов в профиле” [3].

На элювии плотных пород почвы могут формироваться в любых климатических условиях, но своеобразие материнской основы всегда предопределяет специфические черты таких почв и требует внимания к свойствам почвообразующих пород [26, 27, 30, 32, 33], а также к климатическим условиям почвообразования. Например, на элювии пермских известняков и доломитов в Самарской области образуются дерново-карбонатные почвы [8], что возможно также связано и с бо-

льшим среднегодовым количеством осадков (570 мм). В то же время на элювии известняков Донецкого кряжа образуются черноземы, причем, если в юго-восточной части Донецкого кряжа это преимущественно черноземы обыкновенные [21], то в северо-восточной оконечности, на территории Ростовской области, почвенный покров представлен как черноземами обыкновенными, так и черноземами южными [4, 16]. При этом устоялось мнение, что влияние минералогического и химического состава плотной материнской породы на свойства образующейся почвы обратно функции времени: продолжительное количество времени сводит на нет химический эффект материнской породы [27]. Несмотря на то, что возраст плотных пород исчисляется сотнями миллионов лет, их влияние на состав и строение почв все еще является главенствующим, лимитируя, прежде всего, мощность профиля. Влияние литологического фактора особенно велико в горных условиях, где в качестве почвообразующих пород выступают слабыветрелые элювиально-делювиальные отложения, в значительной мере сохраняющие минералогические и химические особенности исходных пород [21]. На территории Донбасса слабая выветрелость элювия плотных пород обусловлена достаточно засушливыми климатическими характеристиками: годовое количество осадков в Донецком бассейне составляет 350–550 мм [22], причем для восточных отрогов Донецкого кряжа характерны более низкие значения этого диапазона 414–453 мм [18].

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Почвы на элювии плотных пород в Ростовской области приурочены к отрогам Донецкого кряжа и занимают компактный массив примерно в 50 тыс. га, что составляет 0.49% территории Ростовской области (рис. 1). Для Донецкого кряжа характерен сложный грядистый рельеф. Гряды представляют собой выходы горных пород, чередующиеся с ложбинами поверхностного стока. Глубина базисов эрозии может достигать 220 м, а густота эрозионного расчленения достигает 0.7 км/км² [17].

На отрогах Донецкого кряжа в пределах Ростовской области находится несколько особо охраняемых природных территорий, летом 2018 г. здесь работала экспедиция кафедры почвоведения и оценки земельных ресурсов Южного федерального университета, целью которой было изучение краснокнижных почв Ростовской области. Учитывая ограниченный ареал этих почв, естественно то внимание, которое им было уделено во время работы экспедиции. На этой территории было заложено в общей сложности 11 почвенных разрезов, из них 7 в полевых условиях были диагностированы как черноземы южные маломощ-

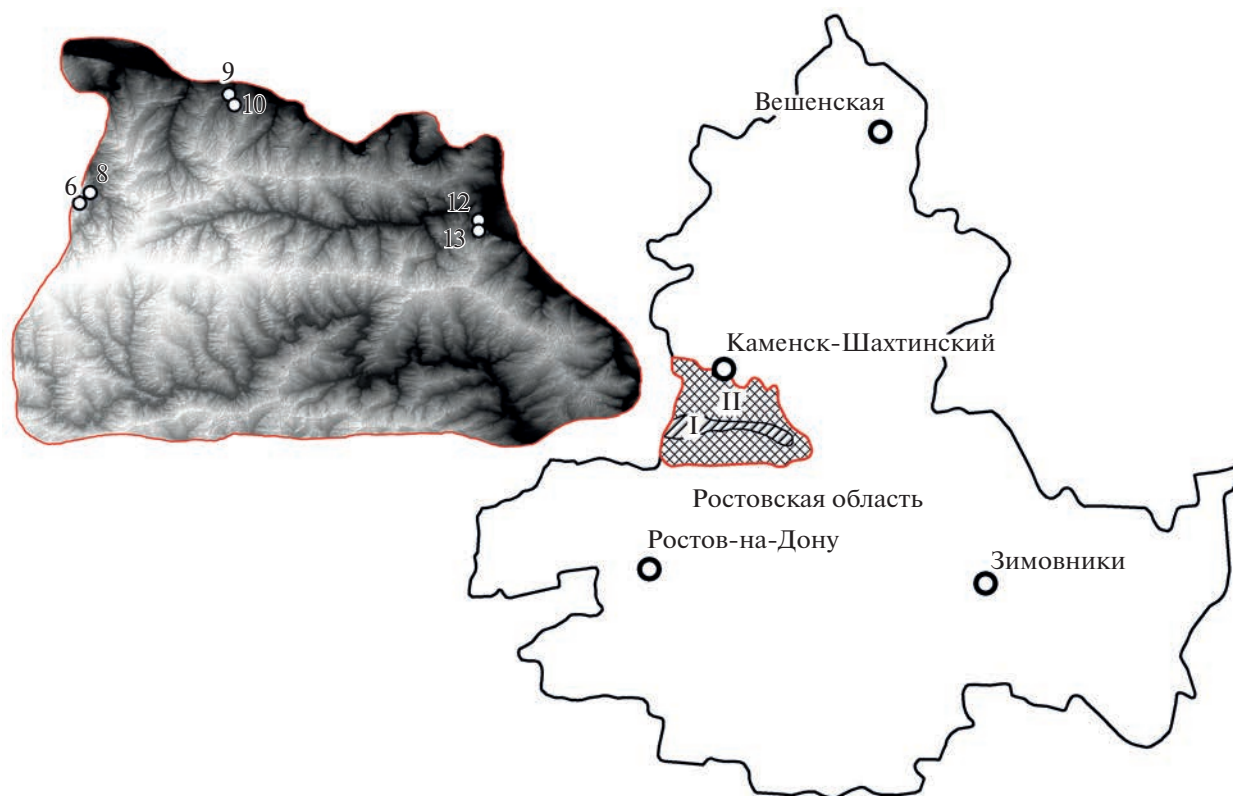


Рис. 1. Картограмма Ростовской области с выделенным контуром региона компактного распространения черноземов на плотных породах: I — черноземы обыкновенные суглинистые на лёссовидных суглинках; II — почвы на плотных породах; почвенные разрезы: 6 — темногумусовая почва на делювии сланца, перекрывшем чернозем квазиглеевый средне-мощный на желто-бурой глине, подстилаемой глинистым сланцем; 8 — темногумусовая почва на элювии глинистого сланца; 9 — темногумусовая почва на элювии известняка; 10 — темногумусовая тяжелосуглинистая почва на меловых отложениях; 12 — чернозем карбонатный слабосолонцеватый на элювии сланцев, подстилаемых известняками; 13 — чернозем карбонатный среднемощный щебенчатый на желто-бурых глинах подстилаемых известняками.

ные, либо как черноземы неполноразвитые, остальные были идентифицированы как литоземы. Сравнительная характеристика почвенных профилей приведена в табл. 1.

В отобранных по профилю почвенных образцах были определены: плотность почвы (из-за щебнистости либо малой мощности не во всех горизонтах можно было применить буровой метод), гранулометрический состав почв (пипеточный метод Качинского в модификации Долгова-Личмановой), органический углерод методом окисления раствором двуххромовокислого калия в серной кислоте со спектрофотометрическим окончанием (метод Тюрина в модификации Орлова-Гриндель), карбонаты газовольюметрическим методом (по Шейблеру). Величину pH определяли потенциометрическим методом, структуру — методом сухого и мокрого просеивания по Саввинову.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Морфологические особенности изученных почв видны на фотографиях профилей (см. приложение). Они обусловлены, прежде всего, ха-

рактером почвообразующей и подстилающей породы, ее химическим составом, а также положением почвы по отношению к разным формам рельефа. Разрезы закладывали как на выположенных площадках (рис. 1: 9, 10, 13, 17), так и на пологих склонах (рис. 1: 6, 8, 12), на более крутых склонах вскрывались литоземы. Почвообразующей породой для этих почв служит небольшой мощности элювий известняков, сланцев, мергелей, мела, песчаника, подстилаемый массивами перечисленных пород.

Положение почвы на склоне может привести к перекрытию ее оползнем и прерыванию почвообразовательного процесса. Однако в толще, принесенной оползнем, почвообразование начинается вновь, в итоге формируется двучленный профиль с погребенной почвой. Примером такого профиля может служить разрез 6, где на глубине 50 см был обнаружен полнопрофильный среднемощный чернозем с хорошо сохранившимся горизонтом А, сформировавшийся на элювии углестого сланца. На двучленных отложениях встретились не менее интересные варианты, когда плотная порода — известняк оказалась перекры-

Таблица 1. Свойства почв на элювии плотных пород особо охраняемых природных территорий Ростовской области

Горизонт	Глубина, см	pH H ₂ O	Сухой остаток, %	CO ₂ карб, %	Гумус, %	Гранулометрический состав, %			Структура	
						<0.01	<0.001	>0.01	K _{стр}	K _{выпр}
Темногумусовая тяжелосуглинистая почва на делювии сланца, перекрывшем черномзём глубинно-квасилеватый среднemocный на желто-бурой глине, подстилаемой глинистым сланцем, ООПТ Провальская степь, разрез 6										
Ад	0–10	6.02	0.06	0.15	3.91	51.74	24.97	48.26	5.41	3.41
А1	10–25	5.94	0.08	0.19	2.98	50.04	27.31	49.96	3.55	2.42
АВ	25–40	6.17	0.09	0.17	2.85	51.20	28.50	48.80	2.63	2.03
BC	40–50	6.52	0.04	0.14	2.01	49.80	28.17	50.20	3.68	1.22
[A]	50–90	6.74	0.04	0.17	0.95	51.91	14.82	48.09	2.63	0.84
[BC]	90–120	8.79	0.05	1.8	0.85	50.59	27.53	49.41	2.53	0.38
[Cca]	120–150	8.66	0.05	3.21	0.65	47.75	25.60	52.25	3.39	0.43
[Cq]/[D]	150/190	8.90	0.05	3.37	0.58	80.90	36.90	19.10	—	—
Темногумусовая тяжелосуглинистая почва на элювии глинистого сланца, ООПТ Провальская степь, разрез 8										
Ад	0–3	6.35	0.01	0.17	2.49	44.39	23.59	55.61	4.12	2.58
А1	3–13	6.63	0.06	0.16	2.23	49.96	28.16	50.04	4.41	1.64
АВ	13–22	6.39	0.05	0.17	1.18	51.25	31.86	48.75	—	—
В	22–34	6.50	0.07	0.10	0.88	55.10	32.98	44.90		
BC	34–44	6.67	0.04	0.19	0.68	56.41	31.35	43.59		
Темногумусовая тяжелосуглинистая почва на известняке, ООПТ Меловые отложения, разрез 9										
Ад	0–15	7.95	0.13	6.70	6.37	45.75	19.73	54.25	4.63	1.71
А1	15–35	8.14	0.11	9.01	4.72	53.06	24.18	46.94	4.12	2.08
АС	35–45	8.31	0.09	13.43	3.13		3.33		3.33	1.28

Таблица 1. Окончание

Горизонт	Глубина, см	pH H ₂ O	Сухой остаток, %	CO ₂ карб, %	Гумус, %	Гранулометрический состав, %			Структура	
						<0.01	<0.001	>0.01	K _{стр}	K _{вдпр}
Темногумусовая тяжелосуглинистая почва на меловых отложениях, ООПТ Меловые отложения, разрез 10										
Ад	0–13	8.06	0.24	3.38	9.19	43.42	22.30	56.58	4.53	2.43
A	13–35	8.30	0.16	5.88	6.06	47.55	22.53	52.45	3.61	1.13
B	35–45	8.35	0.08	13.12	3.39	51.20	26.19	48.80	3.95	1.45
BC	45–60	8.30	0.20	16.75	2.04	61.32	30.36	38.68	–	–
Чернозем карбонатный слабосолонцеватый маломощный легкоглинистый на элювии сланцев, подстилаемых известняками, ООПТ Черная балка, разрез 12										
Ад	0–3	8.39	0.13	6.67	4.55	61.93	32.71	38.07	4.66	3.01
A1	3–10	8.42	0.12	5.01	3.11	70.05	38.49	29.95	5.60	4.01
AB	10–22	8.52	0.07	5.39	2.05	74.95	39.70	25.05	5.24	1.95
B	22–42	8.51	0.16	4.08	2.78	58.50	32.01	41.50	3.77	0.81
BC	42–65	8.23	0.53	1.16	0.90	56.75	28.41	43.25	–	–
Чернозем карбонатный среднемощный тяжелосуглинистый щебенчатый на желто-бурых глинах, подстилаемых известняками, ООПТ Черная балка, разрез 13										
Ад	0–7	8.63	0.08	1.22	8.95	49.29	24.62	50.71	4.24	3.22
A1	7–30	9.21	0.11	1.82	5.74	58.73	33.16	41.27	4.56	2.95
AB	30–42	9.04	0.09	5.01	3.73	60.30	38.00	39.70	5.29	2.50
B	42–60	9.04	0.09	8.31	1.67	59.99	36.65	40.01	–	–
BC /D	60–/95	9.15	0.07	10.18	0.77	58.14	31.77	41.86	–	–
Темногумусовая тяжелосуглинистая почва на известняке, ООПТ Миусские склоны, разрез 17										
Ад	0–7	7.78	0.25	0.91	7.94	49.37	27.12	50.63	Не опр.	
A1	7–22	8.07	0.28	1.92	3.99	54.43	36.22	45.57	–	
AB	22–38	8.20	0.07	1.55	4.38	53.72	34.51	46.28	–	
B	38–55	8.21	0.12	4.43	3.41	50.98	31.21	49.02	–	
BC	55–65	8.46	0.12	5.22	3.50	46.87	28.99	53.13	–	

той тонким плащом красно-бурой глины (разрез 13) либо элювием сланцев (разрез 12). Мощность таких почв несколько больше, что, вероятно, обусловлено именно фактом двучленности породы и, соответственно, более богатым химическим составом (табл. 1). Причем формирование почв на двучленных отложениях в условиях расчлененного рельефа, судя по тому, что из 7 заложённых разрезов 3 пришлось на места с такими особенностями подпочвы, это широко распространенное явление. На элювии плотных пород мощность горизонтов А + АВ преимущественно составляет 40–45 см, независимо от того, какая именно порода служит источником почвообразующего материала – сланцы или известняки (табл. 2).

В силу того, что изучались территории, входящие в особо охраняемый перечень, все они характеризовались хорошо развитым растительным покровом. Дерновинные злаки настоящих степей и их петрофитных вариантов своими корневыми системами предохраняют почвы от развития эрозии, неминуемой в условиях распашки в силу залегания на склонах. Именно этим объясняется высокая гумусированность и повышенная мощность изученных почв по сравнению с литературными данными, описывающими пахотные аналогии [5]. Высокое содержание гумуса характерно для почв, развивающихся на карбонатных породах, что объясняется богатством почвенных растворов кальцием, связывающим гуминовые кислоты в малорастворимые гуматы кальция. Как следствие, черноземы, формирующиеся на известняках и меле, содержат в аккумулятивно-гумусовом горизонте 4.5–6% гумуса, в то время как почвы, развивающиеся на сланцах, только 2.5–4% гумуса. Вероятно, в диагностике этих почв было бы полезным использовать предложенные авторами [25] критерии, акцентирующие различия между темнугумусовыми (mollic) и черногумусовыми (chernic) горизонтами. По величине коэффициента структурности структура оценивается как отличная, в горизонте А преобладают зернистые, порошисто-зернистые и комковато-зернистые агрегаты, в горизонте АВ появляются ореховатые структурные отдельности.

Содержание карбонатов прямо определяется составом почвообразующей породы: на известняках и меловых отложениях их количество измеряется целыми процентами даже в том случае, когда известняк оказался перекрытым маломощным плащом красно-бурой глины (разрез 13). Именно карбонатность пород поддерживает высокое содержание кальция в почве, обеспечивая коагуляцию органических коллоидов и высокую гумусность этих почв. Даже в условиях гумидного климата высокое содержание в породе карбонатов, препятствующих выщелачиванию почв и способствующих сохранению нейтральной реакции среды, определяет влияние материнской породы на

развитие почвы [23, 24], а дифференциация “почвы на элювиальные и иллювиальные горизонты начинается лишь после удаления карбонатов” [9]. Черноземы на элювии плотных карбонатных пород отличаются от почв того же типа на рыхлых породах не только пониженной мощностью и щебнистостью, но и отсутствием мицелия при условии вскипания с поверхности, а также меньшим развитием таких карбонатных новообразований, как прожилки и белоглазка, характерных для подтипа обыкновенных (североприазовских) и южных черноземов. Поэтому, как справедливо отмечено в работе [10], в классификации почв СССР упоминание подтиповой принадлежности этих почв в названии некорректно. В почвах Донецкого края карбонатные новообразования отмечены в разрезах 6 (крупная редкая белоглазка в погребенной толще), 12 и 13 (карбонатные прожилки). В остальных разрезах новообразования не выявлены, но почвы карбонатные.

ОБСУЖДЕНИЕ

Общим свойством для всех описанных черноземов является их тяжелый гранулометрический состав – тяжелосуглинистый, реже легкоглинистый и высокая скелетность, особенно нижней части профиля. Более легкий гранулометрический состав присущ черноземам, развивающимся на элювии песчаника. Однако более внимательное изучение результатов определения гранулометрического состава позволяет увидеть особенности, обусловленные свойствами почвообразующих пород.

В отличие от черноземов обыкновенных карбонатных и черноземов южных, развивающихся на суглинках и глинах, черноземы Донецкого края сформированы на маломощном элювии различных плотных пород и, как следствие, отличаются по гранулометрическому составу от зональных черноземов даже при условии принадлежности к одной разновидности. Отличия эти вскрываются при анализе соотношения элементарных почвенных частиц (ЭПЧ) внутри гранулометрического класса. Например, в черноземе, сформированном на лёссовидных суглинках (рис. 2а), преобладающей фракцией является крупная пыль, являющаяся диагностической для черноземов, формирующихся на лёссах и лёссовидных породах [6]. В черноземах на элювии плотных пород преобладают фракции мелкого песка и ила: если в черноземах обыкновенных карбонатных фракция мелкого песка в среднем не превышает 10–15%, то в исследуемых почвах среднее содержание мелкого песка равно 25%, а в отдельных случаях достигает 43%. Фракция крупного и среднего песка в этих почвах так же, как и в черноземах обыкновенных карбонатных, находится в минимуме, но в зональной почве количе-

Таблица 2. Морфологические свойства почв на плотных породах Донецкого кряжа

№ разреза, координаты	Материнская порода	Формула профиля		Мощность А + В + ВС	Карбонаты, глубина, см		Выделения железа	Название почвы	
		КП (1977)	КПР (2004–2008)		вскипание	белоглазка, прожилки		КП (1977) [13]	КПР (2004) [12, 19]
6, 48.15314 N, 39.93363 E	Делювий сланца на погребенном черно- земе на желто-бурой глине, подстилаемой элювием углистого сланца	Ад–А1–АВ–ВС– [А1]–[ВС]–[C _{ca}]– [C _{gl}]–C	AU _{tz} –AU–AB– BC–[AU]– [BCAnc]–[Cq]–R	60	C 75	120–140	150–190	Чернозем выщелочен- ный среднемошный на делювии сланца, пере- крышем чернозем южный карбонатный глееватый среднемош- ный на желто-бурой глине, подстилаемой элювием углистого сланца желто-бурой глине, подстилаемой элювием углистого сланца	Темногумусовая почва на делювии сланца, перекрышем чернозем карбонатный квазиглее- ватый среднемошный на желто-бурой глине, подстилаемой элювием углистого сланца желто- бурой глине, подстилае- мой элювием углистого сланца
8, 48.15335 N, 39.93381 E	Элювий углистого сланца	Ад–А1–АВ–В– ВС–C	AU _{tz} ca–AUca– ABca–BCca–Cca– R	44	C 0	Нет	Нет	Чернозем неполнораз- витый на элювии угли- стого сланца	Темногумусовая почва на элювии углистого сланца
9, 48.42467 N, 40.25394 E	Элювий известняка	Ад–А1–АС–C	AU _{tz} ca–AUca– ACca–Cca	45	C 0	Нет	Нет	Чернозем неполнораз- витый на элювии известняка	Темногумусовая почва на элювии известняка
10, 48.42506 N, 40.25364 E	Меловые отложения	Ад–А1–В–ВС–C	AU _{tz} ca–AUca– ABca–BCca–Cca	60	C 0	Нет	Нет	Чернозем южный мало- мошный тяжелосугли- нистый на меловых отложениях	Темногумусовая почва на меловых отложениях
12, 48.11860 N, 40.72996 E	Элювий углистого сланца	Ад–А1–АВ–В– ВС–C	AU _{tz} ca–AUca– BCAca,sp– BCAnc–BCca–Cca	65	C 0	По всему профилю прожилки	22–42	Чернозем южный сла- босолонцеватый мало- мошный на элювии сланца	Чернозем слабосолон- цеватый маломошный на элювии сланца
13, 48.11859 N, 40.72927 E	Красно-бурая глина на элювии известняка	Ад–А1–АВ–В– ВС–D	AU _{tz} ca–AUca– ABca–BCca–Cca– Rca	60	C 0	C 60	Нет	Чернозем южный сред- немошный щебенчатый на красно-бурой глине, подстилаемой известня- ком	Чернозем среднемош- ный щебенчатый на красно-бурой глине, подстилаемой известня- ком
17, 47.412313 N, 38.849897 E	Элювий известняка	Ад–А1–АВ–В– ВС–C	AU _{tz} ca–AUca– BCca–Cca	65	C 0	Нет	Нет	Чернозем карбонатный среднемошный средне- гумусный на элювии известняка	Темногумусовая средне- мошная среднегумус- ная почва на элювии известняка

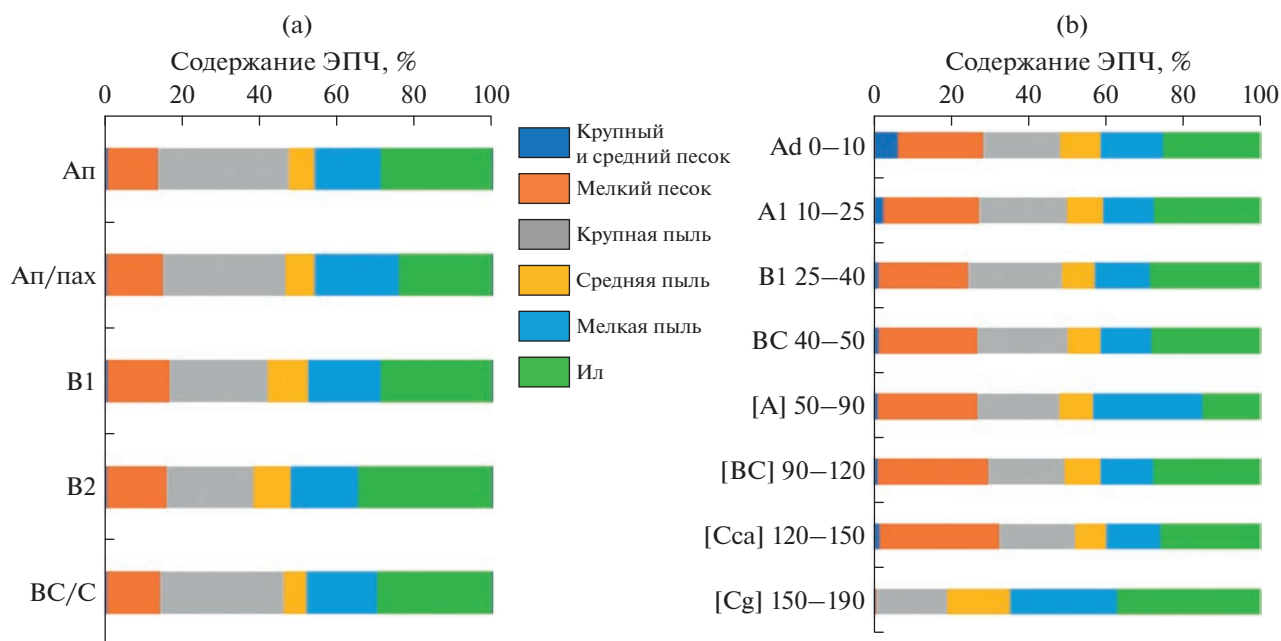


Рис. 2. Распределение содержания ЭПЧ в профиле почв: а – чернозем обыкновенный карбонатный среднесиловый тяжелосуглинистый на желто-буром лёссовидном суглинке, Ботанический сад ЮФУ; б – темногомусовая почва на деэлювии сланца, перекрывшем чернозем южный квазиглеевый среднесиловый на желто-бурой глине, подстилаемой глинистым сланцем, ООПТ “Провальская степь”, разрез 6.

ство этих частиц не превышает 0.5%, в то время как в почвах на элювии плотных пород их содержание в среднем составляет 1.2% с максимумом в верхних горизонтах. Общим для исследуемых черноземов и черноземов обыкновенных на лёссовидных породах является низкое содержание фракции средней пыли – в пределах 10%.

В разрезе 6 (рис. 2б), где были обнаружены погребенные горизонты, весь профиль хорошо дифференцирован морфологически, тогда как по гранулометрическому составу горизонты сравнительно однородны. И только в погребенных горизонтах заметно возрастает доля пылеватых фракций (преимущественно за счет мелкой пыли) и мелкого песка, а также резко снижается количество илистых частиц.

Интерес, с этой точки зрения, представляют и разрезы 10 и 12 на элювии карбонатных пород (рис. 3). В разрезе 10, вскрывшем карбонатную маломощную тяжелосуглинистую почву на верхнемеловых отложениях, наблюдается дифференциация гранулометрического состава вниз по профилю, происходит утяжеление класса от среднего суглинка до легкой глины, содержание физической глины увеличивается от 43% в горизонте Ad до 67% в горизонте C. В этом разрезе наблюдается максимальное содержание мелкого песка из всех исследуемых почв – 42%, вниз по профилю оно снижается в 2 раза до 21%, и отмечается увеличение содержания фракций мелкой пыли и ила на 10% каждой.

В разрезе 12, представляющем чернозем карбонатный слабосолонцеватый на элювии сланцев, подстилаемых известняком, гранулометрический состав облегчается вниз по профилю, от легкой глины в горизонте A с содержанием физической глины 62% до среднего суглинка с содержанием физической глины на уровне 37% в горизонте C. Максимальное количество ила приходится на горизонт AB, имеющий характерную для солонцеватых почв вертикальную призматическую структуру. Такой характер гранулометрического профиля обусловлен двучленностью материнских пород и осолонцеванием, вероятно, вызванным химическим составом межпластовых вод. В других разрезах исследуемых почв наблюдается утяжеление гранулометрического класса вниз по профилю. Все эти черты гранулометрических профилей черноземов на разных по генезису, а соответственно и свойствам, элювиях плотных пород отличают их от зональных подтипов черноземов, причем обусловлены они именно различиями в составе и свойствах пород.

Нельзя обойти вниманием вопрос о номенклатуре изученных почв, так как даже в нашей стране в разных классификационных системах они фигурируют под различными названиями. Черноземы на элювии известняков, мергелей и мела, известные также как черноземы остаточного карбонатного, в классификации WRB [29] называются Skeletic Leptic Chernozems и Mollic Leptosols, в классификации FAO [28] – Haplic Chernozems.

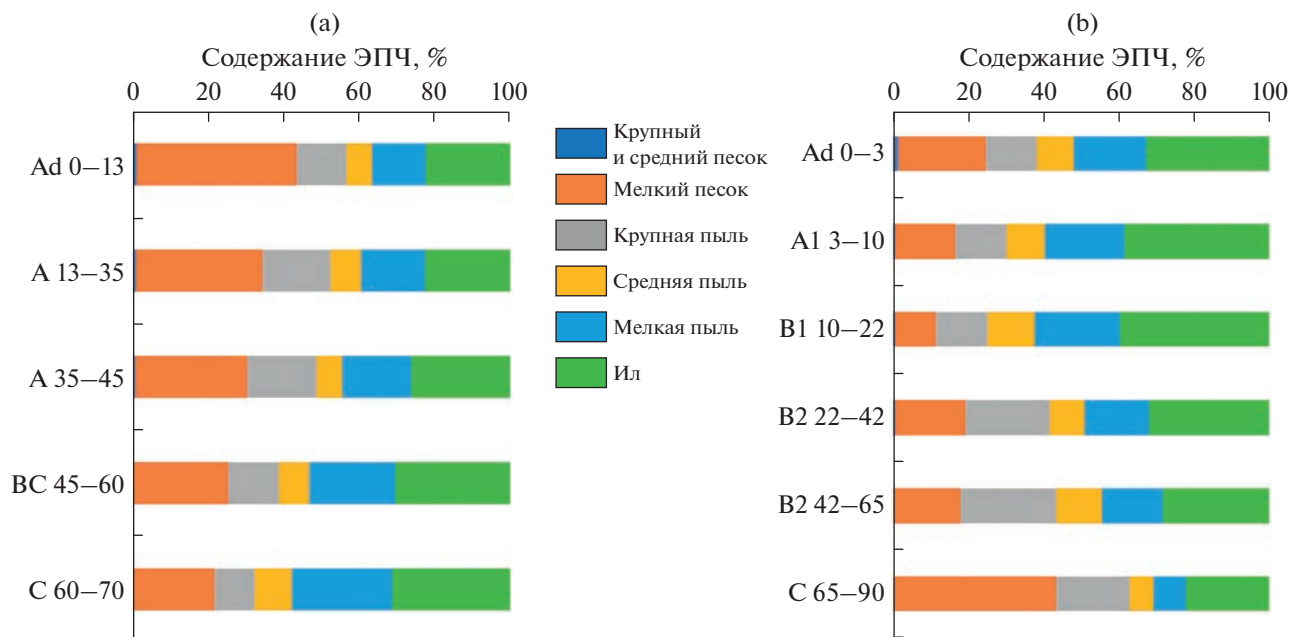


Рис. 3. Распределение содержания ЭПЧ в профиле почв на карбонатных породах: а – темногумусовая тяжелосуглинистая почва на меловых отложениях, ООПТ “Меловые отложения”, разрез 10; б – чернозем карбонатный слабосолонцеватый на элювии сланцев, подстилаемых известняками, ООПТ “Черная балка”, разрез 12.

Черноземы на сланцах и песчаниках, характеризующиеся слабокислой реакцией среды, невысокой мощностью, скелетностью, малогумусностью, в Едином государственном реестре почвенных ресурсов России [20] отнесены в группу “Черноземы без разделения”. В Классификации и диагностике почв России [12] эти почвы выделяются на уровне разновидности в соответствующем подтипе черноземов как щебнистые, либо на уровне разряда как почвы, развивающиеся на элювии и делювии. Неполноразвитые роды черноземов, образующиеся на элювии плотных карбонатных пород в зависимости от мощности профиля, относят к карбопелтоземам либо к карболитоземам темногумусовым, либо выделяют как остаточно-карбонатный сложный подтип в типе черноземов [15]. Однако в обновленной легенде Почвенной карты РФ масштаба 1 : 2 500 000, представленной в системе классификации почв России [12], появляется тип темногумусовых почв, профиль представлен темногумусовым горизонтом, постепенно переходящим в почвообразующую породу [2]. При этом срединные диагностические горизонты отсутствуют, что обусловлено их залеганием на маломощных щебнистых дериватах плотных пород. Далее авторы указывают, имея в виду переход от классификации 1977 г. к классификации 2004 г., что в тип темногумусовых почв “полностью или частично переведены черноземы (без разделения) преимущественно неполноразвитые, черноземы остаточно-карбонатные”.

Почвы, описанные нами на отрогах Донецкого кряжа в пределах Ростовской области в соответствии с номенклатурой классификации почв СССР [13] как черноземы южные маломощные и черноземы неполноразвитые, по Классификации почв России [12, 19] следует отнести к двум разным типам почв – черноземам (разрезы 12, 13) и темногумусовым почвам (разрезы 8–10, 17). Разрез 6, имеющий сложный профиль, представляет собой темногумусовую почву, сформировавшуюся на погребенном черноземе. Разделение проведено с учетом приемов диагностики, применяемых в классификации почв России [12, 19], в том числе по выделению диагностических горизонтов, а также доводов, приведенных у авторов [3].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Самобытность и специфичность черноземов на элювии плотных пород доказывается комплексом свойств: это морфологические и физико-химические свойства, и прежде всего, строение профиля (обособление срединных горизонтов), темный, до черного, цвет горизонта А, хорошо выраженная его зернистая структура, наличие в нижней части профиля карбонатных новообразований (прожилок или белоглазки), реакция среды от слабокислой до среднещелочной. Наиболее специфические черты этих почв по сравнению с зональным подтипом чернозема – пониженная мощность гумусово-аккумулятивной толщи, повышенное количество гумуса (до 6–9%), слабая

выраженность карбонатных новообразований. Характерны и особенности фракционного состава гранулометрических компонентов: при условии принадлежности почв к той же разновидности, что и зональные подтипы, наблюдается повышенное содержание частиц мелкого песка и ила на фоне пониженного количества крупной пыли.

В то же время среди почв особо охраняемых природных территорий Донецкого края в пределах Ростовской области, относимых ранее к черноземам, выделены и темногумусовые почвы, отличающиеся от черноземов пониженной мощностью, слабым развитием срединных горизонтов, отсутствием карбонатных новообразований. В классификации почв СССР такие почвы относили к черноземам неполноразвитым. Черноземы на элювии плотных карбонатных пород можно рассматривать как переходный подтип к дерново-карбонатным почвам, от которых их отличает карбонатность с поверхности, в то время как рендзины, достигшие в своем эволюционном развитии такой мощности, обычно уже выщелочены от карбонатов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при поддержке Программы стратегического академического лидерства Южного федерального университета (“Приоритет 2030”) и за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00418, <https://rscf.ru/project/23-27-00418/>.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X23600075>.

Рис. S1. Почвы на элювии сланцев: 1 — темногумусовая почва на делювии сланца, перекрывшем чернозем квазиглеевый среднемощный на желто-бурой глине, подстилаемой глинистым сланцем, разрез 6; 2 — темногумусовая почва на элювии глинистого сланца, разрез 8.

Рис. S2. Почвы на элювии плотных карбонатных пород: 1 — темногумусовая почва на элювии известняка, разрез 9; 2 — темногумусовая почва на меловых отложениях, разрез 10; 3 — чернозем карбонатный слабосолонцеватый на элювии сланцев, подстилаемых известняками, разрез 12; 4 — чернозем карбонатный среднемощный щебенчатый на желто-бурых глинах, подстилаемых известняками, разрез 13; 5 — темногумусовая почва на элювии известняка, разрез 17.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александровский А.Л., Алябина И.О., Богданова М.Д., Вандышева Н.М., Гаврилова И.П. и др. Почвенный покров и земельные ресурсы. Русский чернозем // Национальный атлас России. 2000. Т. 2. <https://soilatlas.ru> (дата обращения: 27 октября 2022).
2. Ананко Т.В., Герасимова М.И., Конюшков Д.Е. Опыт обновления почвенной карты РСФСР масштаба 1 : 2.5 млн в системе классификации почв России // Почвоведение. 2017. № 12. С. 1411–1420. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17120024>
3. Ананко Т.В., Герасимова М.И. Темногумусовые почвы на обновленной почвенной карте Российской Федерации масштаба 1 : 2.5 млн // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2021. Вып. 108. С. 31–54. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2021-108-31-54>
4. Атлас Ростовской области. М., 1973. 32 с.
5. Безуглова О.С., Хырхырова М.М. Почвы Ростовской области. Ростов-на-Дону, изд-во Южного федерального университета, 2008. 352 с.
6. Болдырева В.Э., Безуглова О.С., Морозов И.В. Значение систематизации результатов гранулометрического состава по данным регионального почвенного дата-центра в изучении особенностей черноземов обыкновенных Северного Приазовья // АгроЭкоИнфо. 2022. № 2. <https://doi.org/10.51419/202122231>
7. Бураева Е.А., Безуглова О.С. Зависимость вертикального распределения удельной активности ^{40}K , ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{137}Cs от физико-химических свойств почв в горных и степных ландшафтах // Агрохимический вестник. 2022. № 4. С. 70–77. <https://doi.org/10.24412/1029-2551-2022-4-044>
8. Васильева Д.И., Козинцева Т.М. Почвообразующие горные породы Самарской области и их влияние на образование почв // Традиции и инновации в строительстве и архитектуре. Строительство: сб. науч. ст. Самара, 2018. С. 263–268.
9. Гагарина Э.И. Литологический фактор почвообразования (на примере Северо-Запада Русской равнины). СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2004. 260 с.
10. Драган Н.А. Почвы окрестностей Опускского природного заповедника // Тр. Никитского ботанического сада — Национального научного центра, 2006. Т. 126. С. 34–42.
11. Карандеева М.В. Донецкий край. Геоморфология Европейской части СССР // Степной Следопыт. 1957. <http://stepnoy-sledopyt.narod.ru/geologia/karandeeva/5/5.htm> (дата обращения: 27 октября 2022).
12. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
13. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
14. Колесник А.В. Первые горняки Донбасса // Вестник Санкт-Петербургского университета. История. 2019. Т. 64. Вып. 2. С. 599–620. <https://doi.org/10.21638/11701/spbu02.2019.211>
15. Лебедева И.И., Герасимова М.И., Тонконогов В.Д. Новая классификация почв России: предварительные итоги обсуждения // Почвоведение. 2008. № 1. С. 102–109.

16. Литвинов Ю.А., Безуглова О.С., Горбов С.Н. Черноземы на плотных породах: генезис, свойства, охрана // Почвы – стратегический ресурс России: тезисы докладов VIII съезда Общества почвоведов им. В.В. Докучаева и Школы молодых ученых по морфологии и классификации почв. Сыктывкар, 2020–2022 гг. Ч. 3. Сыктывкар: ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 2021. С. 706–708.
17. Молодкин П.Ф. Антропогенное рельефообразование степных равнин. Ростов-на-Дону, 1992. 142 с.
18. Панов В.Д., Лурье П.М., Ларионов Ю.А. Климат Ростовской области: вчера, сегодня, завтра. Ростов-на-Дону, 2006. 487 с.
19. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
20. Почвенные ресурсы субъектов Федерации. Ростовская // Единый государственный реестр почвенных ресурсов России. 2019. <https://egpr.esoil.ru/content/soils/soil134.html> (дата обращения: 29 октября 2022).
21. Ромашкевич А.И. Горное почвообразование и геоморфологические процессы. М., 1988. 150 с.
22. Симоненко В.Д. Очерки о природе Донбасса. Донецк: Донбас, 1977. 149 с.
23. Соколов И.А. Почвообразование и экзогенез. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1997. С. 1–148.
24. Соколов И.А. Теоретические проблемы генетического почвоведения. Новосибирск: Гуманитарные технологии, 2004. 288 с.
25. Хитров Н.Б., Безуглова О.С., Герасимова М.И. Гумусовые горизонты черноземов в системе классификации почв России: новые подходы // Живые и биокосные системы. 2020. № 32. <https://jbks.ru/archive/issue-32/article-1>
26. Ajayi O.S., Dike C.G., Balogun K.O. Elemental and radioactivity analysis of rocks and soils of some selected sites in southwestern Nigeria // Environmental Forensics. 2018. № 19. P. 87–98. <https://doi.org/10.1080/15275922.2018.1448906>
27. Chesworth W. The Parent Rock Effect in the Genesis of Soil // Geoderma. 1973. № 10. P. 215–225.
28. FAO, 1988. FAO/Unesco Soil Map of the World, Revised Legend, with correction and updates. World Soil Resources Report 60, FAO, Rome. Reprinted with updates as Technical Paper 20, ISRIC. Wageningen, 1997. https://www.fao.org/fileadmin/user_upload/soils/docs/isricu_i9264_001.pdf
29. IUSS Working Group WRB, 2014. World Reference Base for Soil Resources 2014: International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps. FAO, Rome, IT. <https://www.fao.org/3/i3794en/i3794en.pdf>
30. Juilleret J., Dondeyne S., Vancampenhout K., Deckers J., Hissler C. Mind the gap: A classification system for integrating the subsolum into soil surveys // Geoderma. 2016. № 264(B). P. 332–339. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.08.031>
31. Krasilnikov P., Sorokin A., Golozubov O., Bezuglova O. Managing chernozems for advancing SDGs // Soil and Sustainable Development Goals. Catena-Schweizerbart Stuttgart, 2018. Ch. 14. P. 175–188.
32. Simon Alois, Wilhelmy Marcus, Klosterhuber Ralf, Cocuzza Elena, Geitner Clemens, Katzensteiner Klaus. A system for classifying subsolum geological substrates as a basis for describing soil formation // Catena. 2021. V. 198. P. 105026. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.105026>
33. Sposito G., Chesworth W., Evans L., Chesworth W. Geology and Soils // Encyclopedia of Soil Science. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Dordrecht: Springer, 2008. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-3995-9_245

Genetic Features of Soils on Dense Parent Rocks of the Donetsk Ridge

O. S. Bezuglova¹*, V. E. Boldyreva¹, S. N. Gorbov¹, and Yu. A. Litvinov¹

¹Southern Federal University, Academy of Biology and Biotechnology, Rostov-on-Don, 194090 Russia

*e-mail: osbesuglova@sfsu.ru

The present study investigates morphological, physical and chemical properties of Chernozems at dense parent rocks. The research was carried out on the protected areas native soils of the north-west of the Rostov region. This territory is representing eastern slopes of the Donetsk Ridge, which predetermines the dense rocks release to the surface. It has been found that morphological, physical and chemical properties of Chernozems on dense rocks have emphasized their originality and uniqueness, and at the same time clearly have indicate their classification as Chernozem order. In comparison with the zonal soil – Calcic Chernozem – Chernozems on dense rocks are characterized by a reduced thickness of humus-accumulative layers, an increased of humus content, the presence of gravel in profile bottom half, a weak expression of calcareous accumulations, features of the particle-size distribution of soil components, even if it belongs to the same soil texture class. Chernozems on dense carbonate rocks either do not have accumulation or are characterized by a weak manifestation of secondary carbonates (pseudomycelia and nodules). This fact has differed such soil from the same order Chernozems on fine-grained rocks (Calcic Chernozems) for which it is diagnostic criteria. Therefore, the mention of the suborder of these soils is incorrect in the designation. In the soil covering of the spurs of the Donetsk Ridge, dark humus soils are also occur, previously classified as incomplete developed chernozems, differing from chernozems by the absence of medium part of soil profiles.

Keywords: soils, limestone, shale, humus, profile morphology, texture class

ГЕНЕЗИС
И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.445.53

ЗАСОЛЕНИЕ И ОСОЛОНЦЕВАНИЕ ПОЧВ РЕЧНЫХ ДОЛИН
КУЛУНДИНСКОЙ РАВНИНЫ© 2023 г. Н. В. Елизаров^а, *, В. В. Попов^а, И. Д. Рыбкина^б, Б. А. Смоленцев^а^аИнститут почвоведения и агрохимии СО РАН, пр-т. Академика Лаврентьева, 8/2, Новосибирск, 630090 Россия^бИнститут водных и экологических проблем СО РАН, ул. Молодежная, 1, Барнаул, 656038 Россия

*e-mail: elizarov@issa-siberia.ru

Поступила в редакцию 07.02.2023 г.

После доработки 29.05.2023 г.

Принята к публикации 30.05.2023 г.

Поверхность Кулундинской равнины расчленена системой древних широких долин, бывших ложбин стока, имеющих очень малый уклон (менее 1°). По этим слабовыраженным долинам текут реки, перераспределяя легкорастворимые соли по территории. Режим этих рек отличается высокой волной половодья и низким (до полного пересыхания) стоком в летнее время года. Цель работы — исследовать ионно-солевою систему почв древних ложбин стока Кулундинской равнины, грунтовых и речных вод для выявления современных процессов засоления почв. Во время половодья речные воды питают близкозалегающие грунтовые воды, оказывая влияние на их химический состав. Исследования трех ключевых участков в долинах р. Баган (Новосибирская область), Бурла и Кулунда (Алтайский край) проходили в 2021–2022 гг. Грунтовые воды различной степени минерализации (от 3.4 до 63.0 г/л) залегают близко от поверхности (2–5 м), что обуславливает широкое распространение засоленных гидроморфных почв на исследуемой территории. Рассмотрены различия в солевом состоянии почв разных долин, грунтовых и речных вод. Степень засоления почв зависела от их гранулометрического состава. Высокое содержание физической глины способствовало подъему солей с грунтовыми водами и аккумуляции их в профиле почв. Большое количество обменного натрия в почвенном поглощающем комплексе исследованных почв (более 3–5 смоль(экв)/кг), преобладание легкорастворимых натриевых солей в почвенном растворе при невысокой его минерализации, а также щелочная реакция почвенной среды указывают на проявление процесса осолонцевания почв.

Ключевые слова: грунтовые воды, уровень грунтовых вод, каштановые почвы (Kastanozems), солонец (Solonetz), луговые почвы (Gleysols)

DOI: 10.31857/S0032180X23600191, **EDN:** ZSLOIK

ВВЕДЕНИЕ

Внутренний бессточный бассейн Кулундинской равнины характеризуется затрудненным и замедленным поверхностным стоком. Система древних долин, бывших ложбин стока, расчленяет равнинную поверхность на параллельно вытянутые узкие платообразные увалы, с уклоном (0.2–0.7%) в сторону Иртыша. С востока на запад глубина вреза древних долин падает, и на западе они сливаются с пониженной зоной степи (100–110 м над ур. м.) [2, 17].

По характеру водного режима эти реки относятся к водотокам с весенним половодьем и паводками, в остальное время уровень воды низкий, вплоть до полного пересыхания.

На большей части Обь-Иртышского междуречья почвенно-грунтовые воды залегают неглубоко, часто минерализованы и принимают актив-

ное участие в процессе почвообразования [13]. Различия в уровне залегания и степени минерализации грунтовых вод — главная причина пятнистости почвенного покрова Кулунды. Глубина залегания от 2 м вблизи реки до 5 м и более под водоразделом, минерализация и солевой состав грунтовых вод варьируют в широких пределах. Водоносные горизонты верхнего гидрогеологического комплекса многоярусны и при этом связаны в местах выклинивания локальных водоупоров, часто образуют один пьезометрический уровень. Равнинный рельеф и горизонтальное залегание отложений создают малые уклоны поверхности грунтовых вод [17].

Почвенный покров Кулундинской равнины представлен черноземами (Chernozems), лугово-черноземными (Gleyic Chernozems) и каштановыми почвами (Kastanozems), развивающимися на водораздельных пространствах. На склонах и в

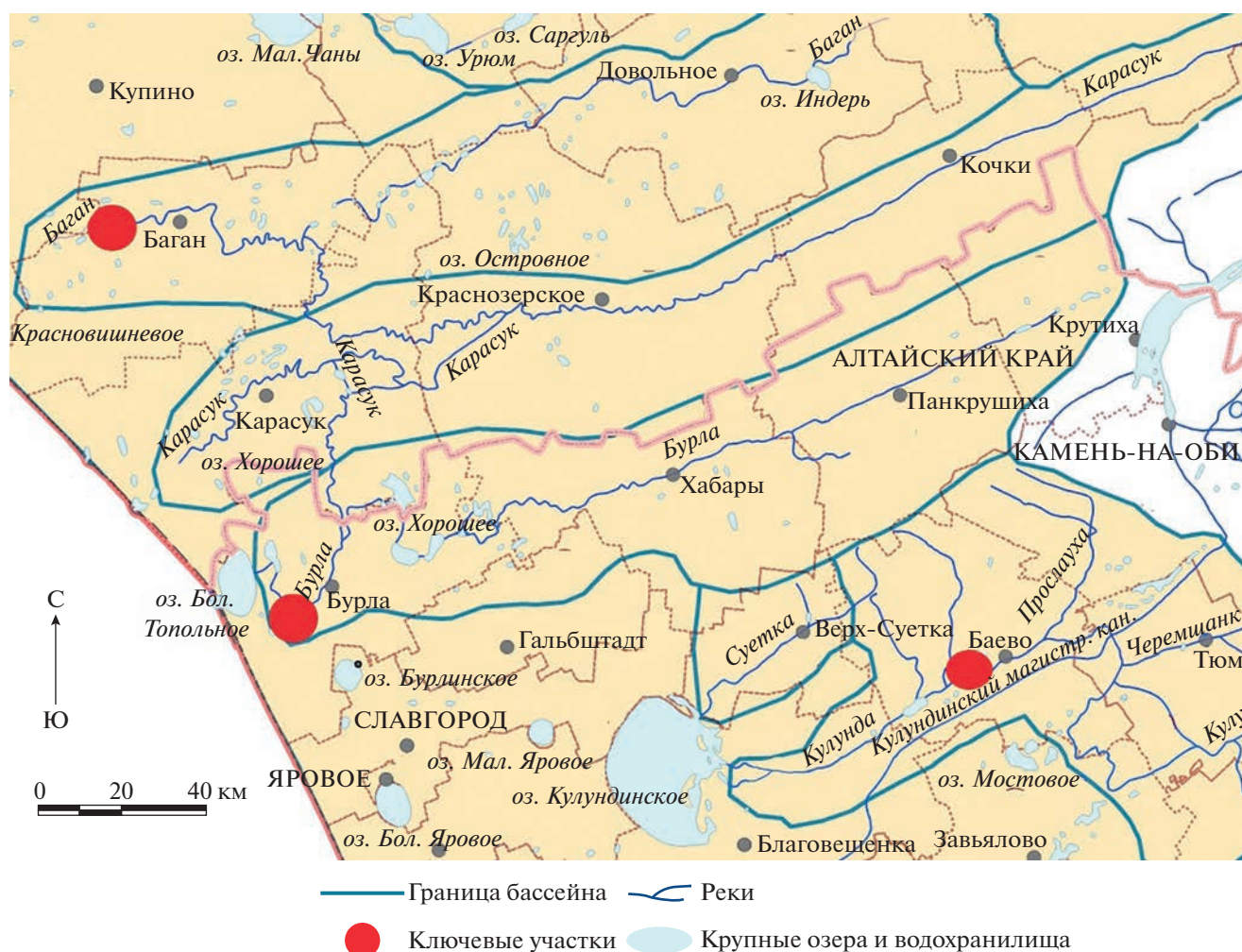


Рис. 1. Расположение участков исследований.

понижениях в условиях грунтового и поверхностного переувлажнения широко распространены гидроморфные солонцы (Solonetz) и луговые почвы (Chernic Gleysols), часто засоленные [6, 17].

Высокая концентрация солей в корнеобитаемом слое оказывает угнетающее действие на растения, повышая осмотическое давление почвенного раствора и вызывая явление физиологической сухости [28]. По степени уменьшения токсичности легкорастворимые соли расположены в следующей последовательности: $\text{Na}_2\text{CO}_3 > \text{NaHCO}_3 > \text{NaCl} > \text{CaCl}_2 > \text{Na}_2\text{SO}_4 > \text{MgCl}_2 > \text{MgSO}_4$, при этом их токсичная для растений концентрация изменяется от 0.1 до 1.5% [5]. Поэтому для оценки экологического состояния засоленных ландшафтов необходимо определять количественное содержание солей в почве и их качественный состав [32, 33]. Засоление почв определяется гидротермическим режимом, геологическими условиями и деятельностью био-

сферы [7] и является основным деградационным процессом аридных и семиаридных регионов [1, 3, 11, 23], который нельзя скорректировать агротехническими приемами в процессе ведения сельскохозяйственного производства [12].

Цель работы — исследовать ионно-солевую систему почв древних ложбин стока Кулундинской равнины, грунтовых и речных вод для выявления современных процессов засоления почв.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Полевые исследования проводили на территории Кулундинской озерно-аллювиальной равнины в водосборных бассейнах рек: Беган (54.025837°N , 77.234112°E) с. Ивановка Новосибирской области, Бурла (53.336501°N , 78.292122°E) с. Бурла Алтайского края, Кулунда (53.226948°N , 80.645954°E) с. Нижняя Чуманка, Алтайского края в 2021–2022 гг. (рис. 1). Для выявления закономерностей в распределении легкорастворимых солей почвенные

разрезы заложены на основных типах элементарных ландшафтов [10, 25]. Для исследования процессов, происходящих в зоне аэрации, образцы почв отбирали до глубины залегания грунтовых вод, проведены измерения уровня грунтовых вод и отобраны пробы воды для лабораторных исследований.

Аналитические работы проводили в ФГБУН Институт почвоведения и агрохимии СО РАН. Использовали методики: определение pH почвы проводили потенциометрическим методом (ГОСТ 26423-85), для оценки засоления определяли сухой остаток в водной вытяжке (ГОСТ 26423-85), хлорид-ионов и сульфат-ионов — по ГОСТ-26425-85, ионов натрия и калия — по ГОСТ 26427-85, ионов кальция и магния — комплексонометрическим методом по ГОСТ 26428-85 [21]. Гранулометрический состав почв исследовали методом пипетки по Качинскому [8]. Состав обменных катионов определяли методом Пфедфера в модификации Молодцова и Игнатовой [9]. Полученные экспериментальные данные математически обрабатывали с использованием пакета анализа данных Excel.

В работе использовали классификацию и диагностику почв СССР, так как картографические и другие фондовые материалы составлены на ее основе [17].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На режим грунтовых вод влияют климатические условия (температура, атмосферные осадки, испарение), гидрогеологические (увеличение и уменьшение водности реки и озер), биологические (транспирация и десукция растений) и антропогенные (мелиоративные мероприятия, использование подземных вод для нужд населения и т.д.) [14]. В долинах рек грунтовые воды подпитываются речными водами в период половодья. В это время речные воды находятся выше в гидростатическом значении, поэтому их гидростатическое давление передается на грунтовые воды [15]. Действие реки на режим грунтовых вод зависит от значения гидравлического уклона, расхода воды реки, амплитуды изменения ее уровня и уменьшается по мере удаления от русла реки (табл. 1). После половодья существенно меняется минерализация речной воды. В реках Бурла и Кулунда минерализация увеличилась в 2 раза, в р. Баган более чем в 13 раз (с 1.6 до 21.0 г/л, табл. 2), что связано с застойным режимом реки в период после половодья.

Ранее авторами [29] отмечались изменения минерализации р. Кулунда (во время и после половодья) с 0.24 до 3.6 г/л, т.е. более чем в 15 раз (в устье реки — п. Шимолино). Такая высокая минерализации воды наблюдается не по всей длине рек, а только в нижнем течении, ближе к их

устьям. Западная часть бессточной области междуречья Оби и Иртыша — территория современного соленакопления. Зачастую водоприемником степных рек служат озера, минерализация которых еще выше (минерализация оз. Большой Баган 22.06.2021 составила 350.3 г/л), так как в них происходит дальнейшее испарительное концентрирование солей.

Изменения минерализации рек в течение года и количество выносимых солей определяются участием в их питании различных источников. Если в период половодья реки под действием гидростатического давления питают грунтовые воды, то в зимнее время наоборот — грунтовые воды являются практически единственным источником поступления воды в русла рек. Они приносят с собой большое количество солей и повышают минерализацию [23, 27].

Первые весенние снеговые талые воды также являются переносчиком солей, так как попутно смывают соли с поверхности почвы и вымывают их из верхнего горизонта почв. Кроме того, вытесненные выше по течению подледные воды также обладают повышенной минерализацией, поэтому в первую фазу половодья возможно увеличение минерализации речной воды [19].

Во всех исследованных реках во время половодья воды имели хлоридно-гидрокарбонатный состав, а в конце лета сульфатно-хлоридный или сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридный. В катионном составе увеличивалась доля магния и натрия.

Первый ключевой участок располагался на северном склоне гривы к р. Баган (п. Ивановка Новосибирской области). Разрез 1 заложен в элювиальной части исследованного ландшафта на пахотном черноземе южном осолоделом маломощном малогумусном легкосуглинистом (54.023276° N, 77.233769° E). В транссупераквальном ландшафте заложены разрезы 2 (54.025837° N, 77.234112° E) и 3 (54.026018° N, 77.234051° E). Почва разреза 2 — луговая сильносолонцеватая маломощная малогумусная легкосуглинистая. Почва разреза 3 — солонец черноземно-луговой солончаковый высокогипсовый мелкий среднесуглинистый (рис. 2).

Химический состав грунтовых вод неоднороден, отличается пестротой не только в разных долинах, но и под разными почвами в нескольких десятках метров друг от друга. Ярким примером служит долина р. Баган — на расстоянии 20 м друг от друга сформировались солонец мелкий и луговая солонцеватая почвы при залегании грунтовых вод приблизительно на одном уровне (197 и 199 см соответственно). Минерализация грунтовых вод под луговой почвой была больше почти в 1.5 раза (4.8 и 3.4 г/л соответственно). Кроме того, отличался качественный состав солей: в грунтовой воде под луговой почвой концентрация сульфатов

Таблица 1. Гидрохимическая характеристика грунтовых, речных и озерных вод ключевых участков

Точка отбора	Уровень грунтовых вод, см	Расстояние разреза от реки, м	Минерализация, г/л	pH	ммоль(экв)/л							Na ⁺	K ⁺
					CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺			
Долина р. Баган (п. Ивановка)													
р. Баган		0	21.0	8.4	0.9	6.0	265.6	98.6	12.0	103.3	213.0	2.5	
ГВ* Р2 Луговая сильносолонцеватая	199	41	4.8	8.8	2.1	16.3	12.7	45.9	3.2	8.3	40.0	0.3	
ГВ Р3 Солонец черноземно-луговой	197	65	3.4	8.6	2.2	15.9	19.3	17.1	3.2	10.0	27.4	0.3	
оз. Большой Баган		—	350.3	7.8	0.0	42.0	4720.0	1358.9	15.8	1541.7	4130.4	29.5	
Долина р. Бурла (п. Бурла)													
р. Бурла		0	3.1	8.6	1.4	10.9	19.8	19.85	3.90	10.33	20.1	0.6	
ГВ Р5 Луговая солончаковая	238	33	51.7	7.9	2.5	15.2	371.0	470.64	25.0	266.7	482.6	2.7	
ГВ Р4 Солонец черноземно-луговой	190	70	63.0	7.8	3.0	15.7	744.0	427.85	25.0	275.0	482.6	3.8	
оз. Большое Топольное (2013 г. [16])		—	20.0	9.7	13.2	26.4	177.1	111.0	0.0	80.8	242.6	3.1	
Долина р. Кулунда (п. Нижняя Чуманка)													
р. Кулунда		0	2.0	8.6	1.44	9.9	11.04	9.58	2.00	6.7	15.8	0.3	
ГВ Р9 Луговая солончаковая	335	42	8.4	8.4	1.41	6.9	76.80	61.34	11.2	42.7	66.4	0.2	
ГВ Р8 Солонец черноземно-луговой	200	456	10.5	8.3	3.84	23.9	36.00	89.95	3.5	29.2	126.1	0.4	
оз. Кулундинское (2008 г. [20])		—	153.0	8.7	25.3	43.1	1331.4	424.0	3.0	377.0	1261.0	4.2	

* Грунтовые воды.

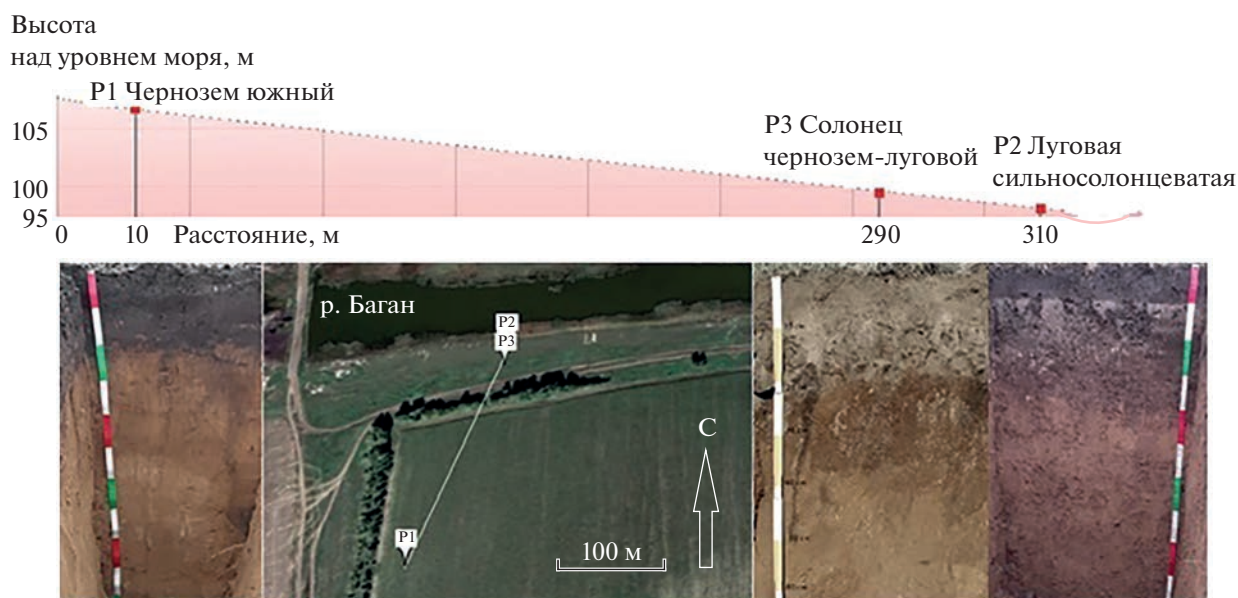


Рис. 2. Катена почв долины р. Баган.

почти в 3 раза больше, чем под солонцом (45.9 и 17.1 ммоль(экв)/л соответственно).

Пестрота состава грунтовых вод объясняется слабой подвижностью грунтовых вод, вследствие равнинного рельефа территории. В таких условиях на химический состав грунтовых вод оказывает влияние микрорельеф поверхности, в частности небольшие западины и так называемые “блюдца”, через которые осуществляется питание грунтовых вод атмосферными осадками, участвуя в реакциях катионного обмена с ионно-солевым комплексом почв и вымывая соли из почвы. Распределение солей по профилю почв в долине р. Баган представлено на рис. 3.

Чернозем южный сформировался в отрыве от зеркала грунтовых вод, поэтому его профиль не засолен (сумма токсичных солей в метровом профиле 0.04%). Максимум солей в профиле солонца обнаружен на глубине 20–30 см (1.5%). Луговая сильносолонцеватая, расположенная в суперкавальной позиции, имеет такое же натриевое хлоридно-сульфатное засоление, но максимум его приходится на 45–55 см (1.4%). Данное обстоятельство объясняется более тяжелым грануломет-

рическим составом солонца, поэтому капиллярная кайма грунтовых вод поднимается по его профилю выше, чем в профиле луговой почвы (табл. 3). В этом случае происходит вертикальный водообмен, т.е. расход (разгрузка) грунтовых вод идет в основном путем транспирации и испарения.

По составу обменных катионов во всех почвах первого ключевого участка наблюдается преобладание двухвалентных катионов. Доля кальция в ППК варьирует от 65 до 81% в верхних горизонтах и с глубиной значительно уменьшается, из-за сокращения количества органического вещества в почве и увеличения концентрации легкорастворимых солей. При этом заметно возрастает количество обменного магния до 5–8 ммоль(экв)/кг в карбонатном горизонте (45–70 см) (табл. 4). Количество обменного натрия сильно варьирует от типа почв. В черноземе южном доля натрия в ППК не превышает 1% от суммы обменных катионов (менее 0.2 ммоль(экв)/кг). А в почвах аккумулятивных позиций количество обменного натрия значительно больше и с глубиной достигает 5 ммоль(экв)/кг, что связано с увеличением натриевых солей в почвенных растворах [34].

Таблица 2. Динамика минерализации и pH речной воды

Река	26 мая–2 июня		22–26 августа	
	минерализация, г/л	pH	минерализация, г/л	pH
Баган	1.6	7.1	21.0	8.4
Бурла	1.7	8.4	3.1	8.6
Кулунда	1.2	7.1	2.0	8.6

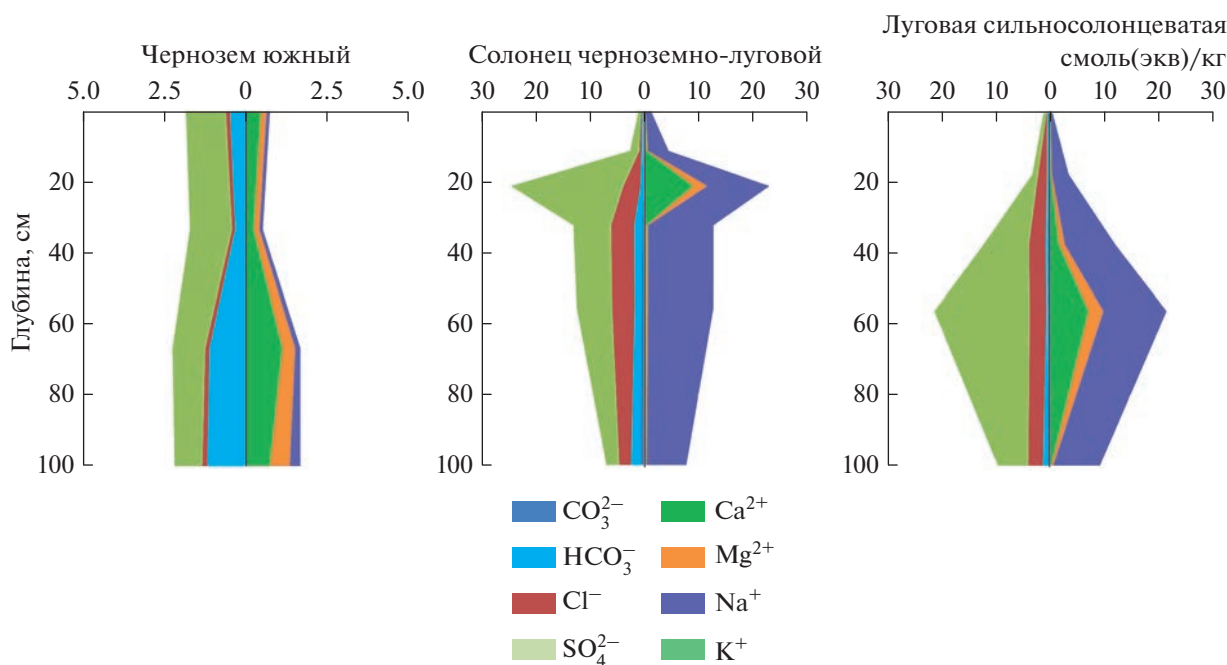


Рис. 3. Распределение солей по профилю почв в долине р. Баган.

Второй участок расположен на низменной равнине в излучине реки Бурла (рядом с п. Бурла Алтайского края). Заложено три разреза, вскрывающие следующие почвы: темно-каштановую

осолоделую среднесиловую легкосуглинистую (Р6 53.336735° N, 78.283582° E), солонец черноземно-луговой солончаковый высокогипсовый мелкий легкоглинистый (Р4 53.336501° N, 78.292122° E)

Таблица 3. Гранулометрический состав почв долины р. Баган

Глубина, см	Количество частиц, %; диаметром, мм						
	1–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	<0.01
Чернозем южный							
0–20	6.5	61.4	8.8	3.0	5.6	14.6	23.3
30–40	5.3	62.3	8.0	2.6	5.1	16.7	24.4
62–72	6.2	49.3	12.4	4.2	8.0	19.9	32.1
90–100	6.6	53.4	11.9	2.6	6.9	18.5	28.1
Луговая сильносолонцеватая почва							
0–10	5.3	55.4	17.1	6.8	9.3	7.1	23.2
14–24	4.2	56.4	13.4	5.9	8.1	12.0	26.0
30–40	4.9	46.5	14.9	4.7	5.8	23.2	33.7
45–55	3.5	43.9	15.6	4.2	9.5	23.3	37.0
80–90	1.0	33.5	22.0	8.1	10.2	25.2	43.5
Солонец черноземно-луговой							
0–10	3.6	47.6	20.4	8.6	10.9	28.4	28.4
10–20	3.8	46.3	15.3	4.3	8.6	34.6	34.6
20–27	3.3	37.7	13.5	5.4	9.0	45.5	45.5
29–39	3.5	44.2	11.8	4.8	8.0	40.5	40.5
55–65	2.7	33.4	16.2	6.6	9.8	47.7	47.7
90–100	2.7	32.2	15.7	6.7	10.1	32.7	49.5

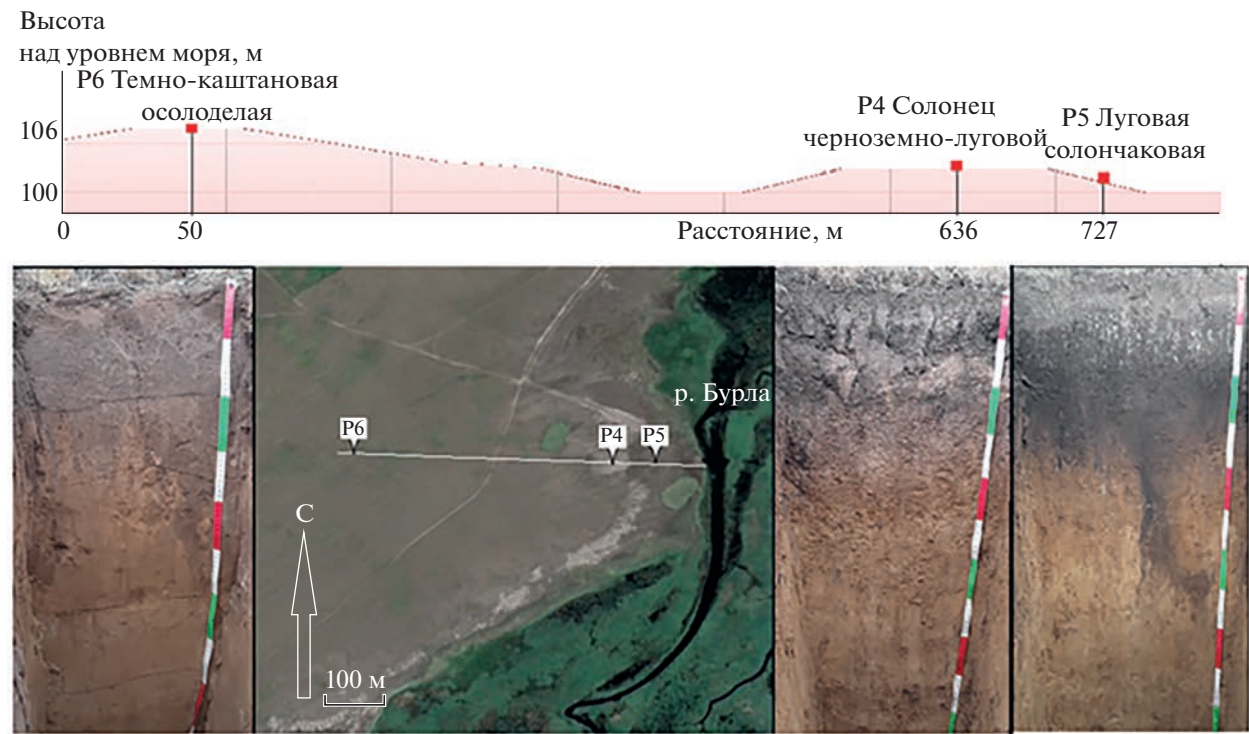


Рис. 4. Катена почв долины р. Бурла.

Таблица 4. Состав обменных катионов почв участка в долине р. Баган

Глубина, см	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Сумма	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
	смоль(экв)/кг					% от суммы			
Чернозем южный (P1)									
0–20	11.40	2.30	0.09	0.27	14.06	81	16	1	2
30–40	12.00	2.95	0.09	0.18	15.22	79	19	1	1
62–72	12.00	2.95	0.19	0.20	15.34	78	19	1	1
90–100	8.40	4.26	0.09	0.21	12.96	65	33	1	2
Солонец черноземно-луговой (P3)									
0–10	9.60	3.61	1.07	0.60	14.88	65	24	7	4
10–20	9.60	7.87	3.94	0.37	21.78	44	36	18	2
20–27	9.60	8.53	5.32	0.41	23.86	40	36	22	2
29–39	5.80	7.87	5.17	0.38	19.22	30	41	27	2
45–65	4.00	8.53	5.00	0.32	17.85	22	48	28	2
90–100	2.20	8.53	4.39	0.32	15.44	14	55	28	2
Луговая сильносолонцеватая почва (P2)									
0–10	10.80	2.95	0.49	0.75	14.99	72	20	3	5
14–24	9.60	4.26	1.55	0.35	15.76	61	27	10	2
30–40	7.20	7.22	3.30	0.38	18.10	40	40	18	2
45–55	7.80	7.87	3.78	0.34	19.79	39	40	19	2
80–90	5.80	8.53	4.39	0.37	19.09	30	45	23	2

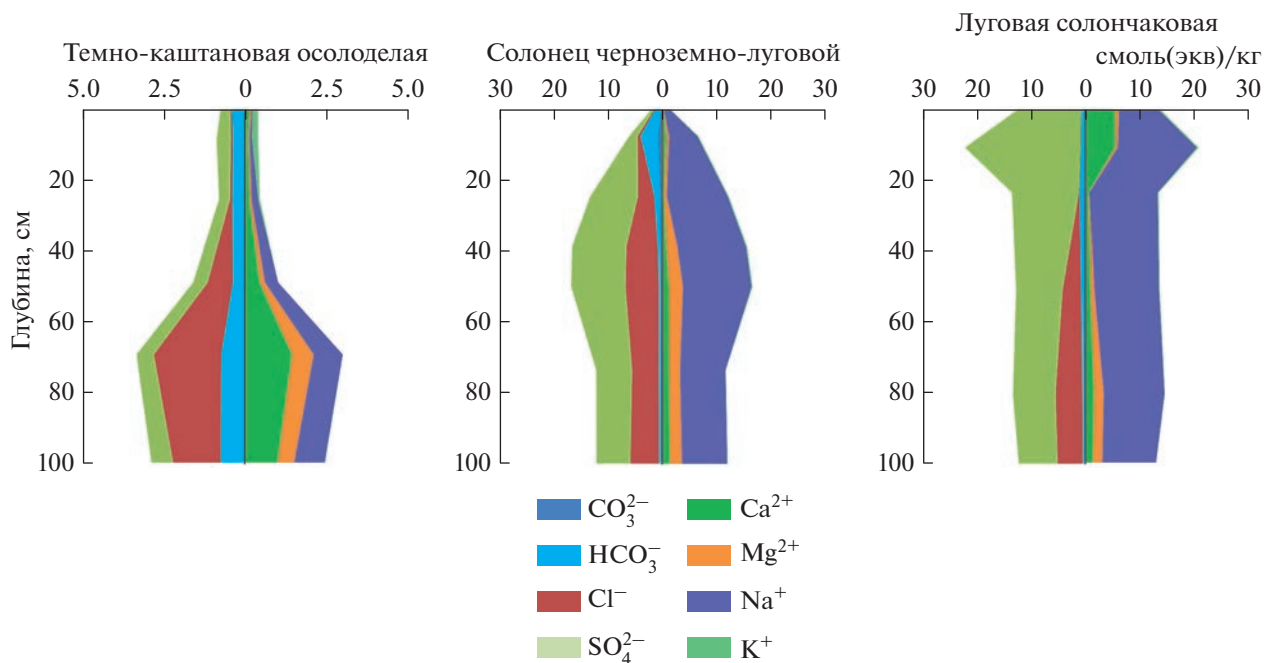


Рис. 5. Распределение солей по профилю почв в долине р. Бурла.

и луговую солончаковую маломощную малогумусную легкосуглинистую (P5 53.336534° N, 78.293516° E) (рис. 4).

В аридном и семиаридном климате геоморфологическое строение местности оказывает сильное влияние на глубину залегания и минерализацию грунтовых вод. Так, в замкнутых котловинах и в различных низинах, куда направлен сток солей с возвышенностей, происходит дальнейшая минерализация вод, вплоть до образования рассолов. В долине р. Бурла минерализация грунтовых вод под луговой засоленной почвой и солонцом мелким достигла значений 51.7 и 63.0 г/л соответственно. Исследованный участок находится на высоте 103–104 м над уровнем моря и является зоной современной аккумуляции солей, переносимых р. Бурла, имеющей водосборный бассейн площадью 12800 км² [17]. Грунтовые воды под разными почвами имели различный качественный состав: под луговой почвой они хлоридно-сульфатные, а под солонцом — сульфатно-хлоридные. В обоих случаях в анионном составе зафиксировано низкое содержание гидрокарбонатов (примерно такое же, как в речной воде — 15.2–15.9 ммоль(экв)/л).

Таким образом, высокая минерализация исследованных грунтовых вод обусловлена большой концентрацией сульфатов и хлоридов, которые аккумулировались не только в грунтовых водах, но и в профиле почв (рис. 5). Накопление хлоридов по профилю неоднородное, в луговой почве они по-

являются с глубины 40 см, что может объясняться промыванием их атмосферными осадками.

Из полученных данных видно, что при неглубоком залегании высокоминерализованные грунтовые воды являются источником засоления профиля почв. В условиях гидроморфного почвообразования (в естественной обстановке или при орошении) капиллярные растворы, восходящие от зеркала грунтовых вод, приводят к засолению профиля почвы [35]. Чем выше минерализация грунтовых вод, тем быстрее и с большей глубины грунтовые воды могут вызывать засоление почв [22].

Тип засоления грунтовых вод и профиля исследования почв натриевый, хлоридно-сульфатный, максимум солей в солонце зафиксирован на глубине 40–60 см, в луговой — 10–20 см.

В почвах бассейна р. Бурла количество обменного кальция в незасоленных почвах преобладает и по профилю существенно не изменяется (в среднем 9 ммоль(экв)/кг)), тогда как в засоленных почвах его количество максимально лишь в самом верхнем горизонте (14–16 ммоль(экв)/кг) и с глубиной резко уменьшается (табл. 5). Это связано с появлением соды в почвенных растворах нижележащих горизонтов. В щелочных условиях кальций почвенного раствора выпадает в осадок и становится недоступным для поглощения почвой [4]. Это подтверждается тем, что на указанной глубине наблюдается резкое увеличение CaCO_3 с 2 до 12%. При этом в содосодержащих горизонтах доля обменного натрия увеличивается в среднем до 30% от суммы обменных катионов, что указы-

Таблица 5. Состав обменных катионов почв участка в долине р. Бурла

Глубина, см	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Сумма	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
	смоль(ЭКВ)/кг					% от суммы			
Темно-каштановая осолоделая почва (Р6)									
0—4	10.20	2.95	0.09	1.19	14.43	71	20	1	8
0—20	8.40	2.30	0.09	1.30	12.09	69	19	1	11
22—32	10.80	2.30	0.19	0.92	14.21	76	16	1	6
45—55	10.80	2.30	0.09	0.21	13.40	81	17	1	2
65—75	9.00	2.95	0.30	0.16	12.41	73	24	2	1
95—105	9.00	2.95	0.30	0.16	12.41	73	24	2	1
Солонец черноземно-луговой (Р4)									
0—4	14.60	6.56	2.03	1.08	24.27	60	27	8	4
4—16	7.20	6.56	4.25	1.19	19.20	38	34	22	6
23—33	3.40	6.56	3.48	1.05	14.49	23	45	24	7
38—48	3.40	9.18	3.63	1.10	17.31	20	53	21	6
50—60	4.00	8.53	3.48	0.86	16.87	24	51	21	5
75—85	3.40	5.90	1.93	0.37	11.60	29	51	17	3
103—113	3.40	6.23	2.02	0.38	12.03	28	52	17	3
Луговая солончаковая почва (Р5)									
0—7	16.40	3.61	3.30	1.23	24.54	67	15	13	5
7—21	7.20	2.30	5.63	1.08	16.21	44	14	35	7
22—32	4.60	3.61	5.32	1.08	14.61	31	25	36	7
50—60	4.60	5.90	3.48	0.86	14.84	31	40	23	6
80—90	4.00	4.92	2.41	0.41	11.74	34	42	21	3
100—110	4.00	5.90	2.22	0.38	12.50	32	47	18	3

вает на развитие солонцового процесса почвообразования. Во всех почвах данного участка доля магния увеличивается с глубиной из-за увеличения количества магния в почвенных растворах.

Участок в долине р. Кулунда находился в ее среднем течении у с. Нижняя Чуманка Алтайского края. Он имел наименьший уклон, поэтому смена почв от вершины всхолмленного участка к пойме р. Кулунда наблюдалась на большем расстоянии, чем на остальных участках. В элювиальной зоне вскрыта лугово-черноземная глубоковскипающая маломощная слабогумусированная супесчаная (Р7 53.235041° N, 80.640819° E), в супераквальной – солонец черноземно-луговой солончаковый средний легкосуглинистый (Р8 53.226948° N, 80.645954° E), в транссупераквальной – луговая солончаковая маломощная слабогумусированная супесчаная (Р9 53.220978° N, 80.643439° E) (рис. 6).

Минерализация речных вод изменялась от 1.2 г/л во время половодья до 2.0 г/л в конце лета. Минерализация речных вод во время половодья разли-

чалась также в разных точках течения: в месте слияния с р. Черемшанкой – 0.6 г/л, ниже по течению на территории ключевого участка – 1.2 г/л, далее в месте слияния с р. Пайвой – 1.3 г/л, в устье (п. Шимолино) – 0.9 г/л. Таким образом, речные воды обогащаются солями, выносимыми с территории ключевого участка, а до впадения в оз. Кулундинское разбавляются талыми водами. В конце лета наблюдается другая ситуация: минерализация речных вод на ключевом участке – 1.99 г/л, а в устье – 3 г/л, что свидетельствует о переносе солей рекой с территории участка в оз. Кулундинское (минерализация которого достигала 143–153 г/л [16, 20]).

Грунтовые воды ключевого участка имели разный качественный состав и минерализацию. Под луговой солончаковой почвой минерализация грунтовых вод достигала 8.4 г/л, а под солонцом – 10.5 г/л.

Высокая минерализация грунтовой воды солонца была обусловлена повышенным содержанием гидрокарбонатов (в 3 раза) и сульфатов (в

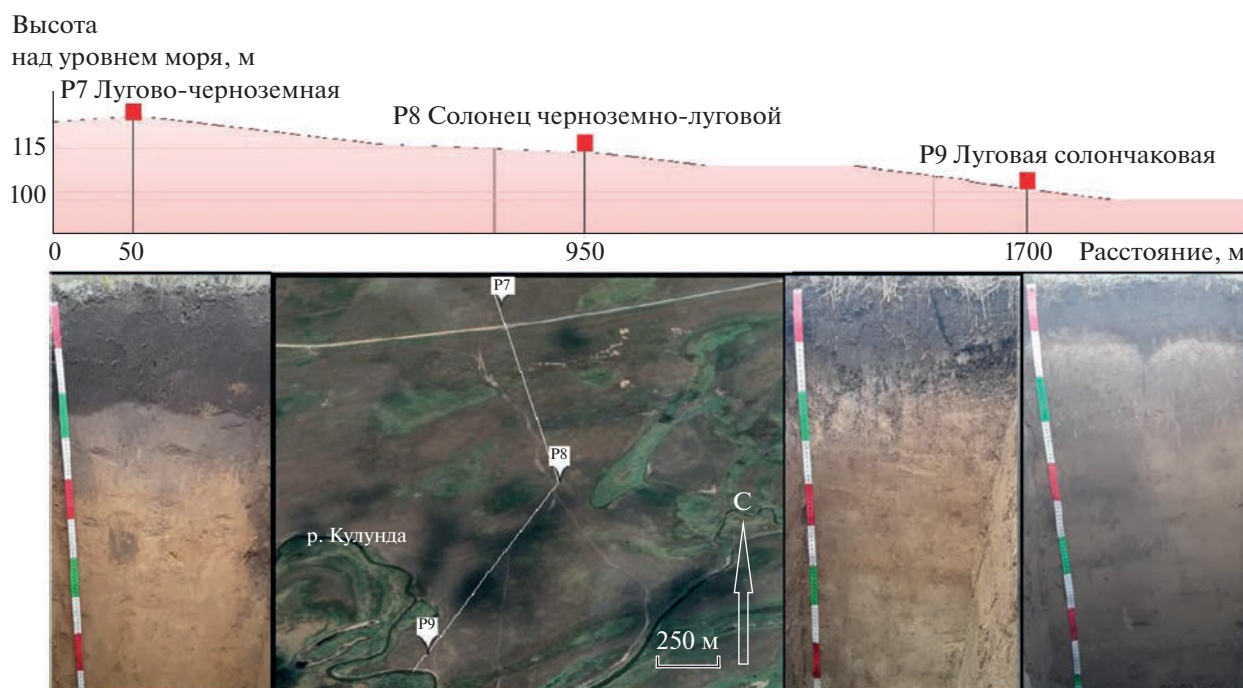


Рис. 6. Катена почв долины р. Кулунда.

1.5 раза), тогда как хлоридов напротив, было в 2 раза меньше, чем в грунтовой воде луговой засоленной почвы. В катионном составе грунтовой воды под солонцом преобладал катион натрия (концентрация в 3 раза больше, чем магния), тогда как в грунтовой воде под луговой почвой натрия содержалось в 2 раза меньше, чем в грунтовой воде под солонцом. Эти различия свидетельствуют о застойном режиме грунтовых вод и существенном влиянии на них атмосферных осадков, проходящих сквозь почвенный профиль, т.е., с одной стороны, грунтовые воды засоляют почвенный профиль восходящим движением легкорастворимых солей, а во время инфильтрации атмосферных осадков сквозь почвенную толщу они вымывают соли обратно в грунтовые воды [31]. Таким образом, в зависимости от водопроницаемости и промываемости почвы и зоны аэрации аккумулирующиеся в них соли могут частично или полностью возвращаться в грунтовые воды. При слабой водопроницаемости почв (как в солонце) почти все соли остаются на месте; их миграция в данном случае может осуществляться только путем диффузии. В случае хорошей водопроницаемости, но малого количества инфильтрационных вод в грунтовой водоносный горизонт проникают только хорошо растворимые хлоридные и сульфатные соли, повышая минерализацию грунтовых вод. Сульфаты кальция и карбонаты щелочноземельных металлов остаются в зоне аэрации почв [26].

Луговая солончаковая почва сформировалась близко к руслу реки (42 м), которая в сухое время летне-осеннего периода дренирует прилегающие территории, вызывая падение уровня грунтовых вод.

В грунтовых водах долины р. Кулунда обнаружено повышенное содержание гидрокарбонатов, что нашло отражение и в качественном составе солей, содержащихся в профиле гидроморфных почв.

Профиль солонца имел среднюю степень засоления (до 0.36% токсичных солей), а профиль луговой почвы, незасоленный в верхних горизонтах, был средне и сильно засолен в нижних (до 0.41% токсичных солей на глубине 43–53 см). Солонец имел более тяжелый гранулометрический состав, грунтовые воды обнаружены на меньшей глубине (200 см под солонцом, 335 см под луговой почвой) и содержали большее количество солей (10.5 г/л под солонцом и 8.4 г/л под луговой). Данное обстоятельство может быть обусловлено большим расстоянием солонца от русла реки (426 м) и нахождением его в транзитной геохимической позиции, т.е. движение грунтовых вод здесь преимущественно горизонтально с разгрузкой в сторону русла. Луговая же почва расположена в 42 м от реки в западине, в аккумулятивной позиции. Весной сверху создавался застой талых вод, а снизу под действием гидростатического давления реки во время половодья поднимался уровень грунтовых вод. Несмотря на кратковременность такого

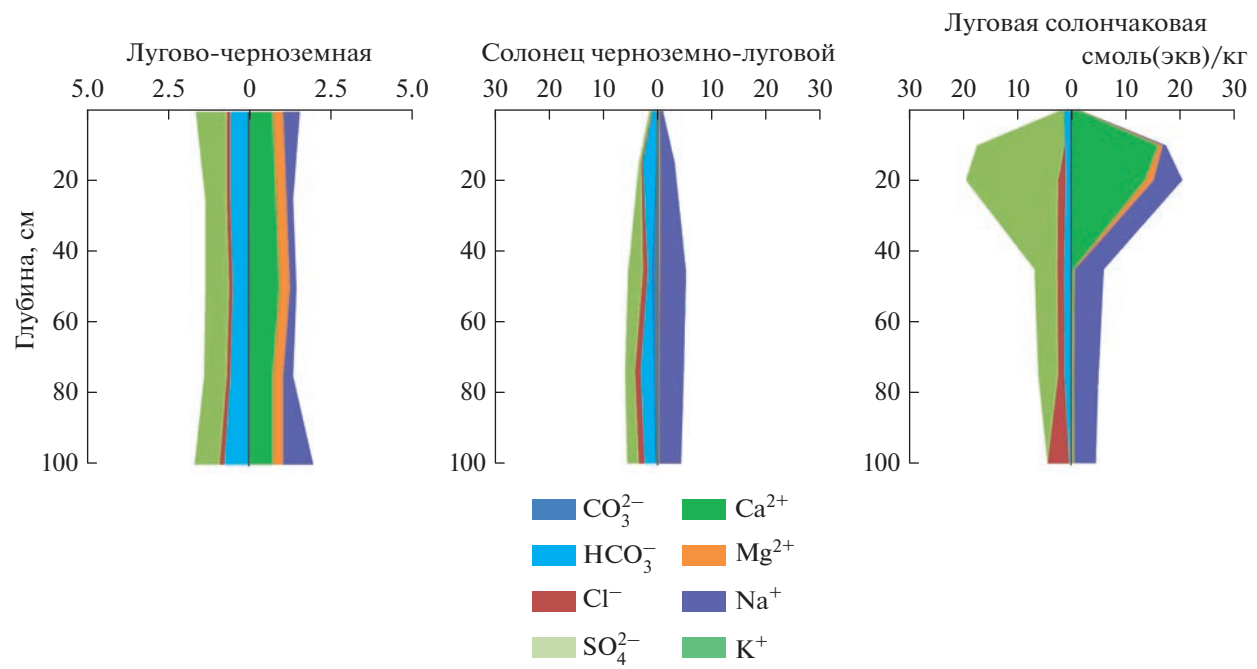


Рис. 7. Распределение солей по профилю почв в долине р. Кулунда.

Таблица 6. Состав обменных катионов почв участка в долине р. Кулунда

Глубина, см	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Сумма	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
	смоль(экв)/кг					% от суммы			
Лугово-черноземная почва (P7)									
0—20	8.40	1.31	0.09	0.23	10.03	84	13	1	2
20—32	8.40	1.31	0.09	0.14	9.94	85	13	1	1
32—39	5.80	1.31	0.09	0.13	7.33	79	18	1	2
47—57	5.80	1.64	0.09	0.16	7.69	75	21	1	2
85—95	7.20	1.64	0.09	0.17	9.10	79	18	1	2
Солонец черноземно-луговой (P8)									
0—11	12.00	3.61	0.49	0.51	16.61	72	22	3	3
11—24	10.80	7.22	2.41	0.53	20.96	52	34	11	3
40—50	2.80	2.30	3.03	0.41	8.54	33	27	35	5
65—75	2.80	2.30	2.94	0.30	8.34	34	28	35	4
88—98	2.20	2.30	2.61	0.26	7.37	30	31	35	4
Луговая солончаковая почва (P9)									
0—14	14.60	1.48	0.09	0.49	16.66	88	9	1	3
14—17	12.00	1.31	0.30	0.16	13.77	87	10	2	1
20—30	8.40	2.95	1.84	0.24	13.43	63	22	14	2
43—53	4.60	3.61	2.31	0.27	10.79	43	33	21	3
70—80	2.20	3.61	2.03	0.24	8.08	27	45	25	3
93—103	1.60	4.26	1.64	0.22	7.72	21	55	21	3

подъема, интенсивность соленакопления могла быть очень высокой.

На территории бассейна р. Кулунда в фоновых почвах автономных позиций профильное распределение обменных катионов не имеет принципиальных отличий по сравнению с фоновыми почвами предыдущих ключевых участков (табл. 6). На долю кальция приходится 70–80%, магния — 15–30% от суммы обменных катионов. Содержание обменного натрия невелико и обычно не превышает 0.2 смоль(экв)/кг. Вместе с тем общая емкость катионного обмена в 1.5–2 раза меньше, чем в схожих почвах предыдущих катен, в связи с более легким гранулометрическим составом почв.

В засоленных почвах количество кальция в поглощающем комплексе значительно уменьшается с глубиной, а доля магния и натрия увеличивается. Так, в солонце доля обменного натрия ниже солонцового горизонта достигает 35%, что связано с щелочной реакцией почвенной среды (рН 8.9) и значительным преобладанием (более 90%) натриевых легкорастворимых солей в почвенном растворе. В таких условиях происходит переход водорастворимого натрия из почвенного раствора в катионнообменный комплекс и, при накоплении его в количестве более 3–5 смоль(экв)/кг на фоне низкой общей концентрации солей, развивается солонцовый процесс почвообразования [24, 30].

Во всех исследуемых почвах установлена сильная взаимосвязь ($R^2 = 0.75$) между содержанием катиона Na^+ в почвенном растворе и его содержанием в почвенном поглощающем комплексе. Максимальная доля обменного натрия наблюдается там, где в почвенно-грунтовых водах присутствует растворенная сода и рН больше 8. Преобладание двухвалентных катионов (прежде всего кальция как растворенного, так и обменного) в профиле характерно только для незасоленных почв водоразделов (автоморфных территорий) и незасоленных горизонтов почв аккумулятивных позиций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На исследуемой территории наблюдалось закономерное постепенное поднятие уровня грунтовых вод от повышенных элементов рельефа к пониженным. При слабой минерализации грунтовые воды имели содовое засоление, при высокой — смешанное, хлоридно-сульфатное. В отдельных случаях грунтовые воды достигали минерализации 50–60 г/л, свидетельствующей об отсутствии их оттока и интенсивном испарительном концентрировании.

Для незасоленных почв элювиальных позиций характерна опресненность верхних горизонтов вплоть до карбонатного горизонта (расположенного обычно на глубине 60–90 см). Химизм поч-

венных растворов гидрокарбонатно-сульфатный с преобладанием катионов кальция. Нередко в нижних горизонтах почв отмечалось присутствие соды и хлорида натрия.

Все почвы гидроморфного ряда характеризовались наличием солей в профиле. Качественный состав солей зависел от степени засоления. В почвах средне- и тяжелосуглинистого состава доминировало хлоридно-сульфатное засоление с участием соды, из катионов преобладал натрий. Высокая доля обменного натрия в почвенно-катионнообменном комплексе при невысокой концентрации легкорастворимых солей в почвенном растворе свидетельствует о процессе осолонцевания этих почв. В почвах более легкого гранулометрического состава почвенные растворы сульфатно-гидрокарбонатного состава, из катионов преобладал кальций. При этом содопроявление наиболее существенно в солонцовых почвах.

На многих участках исследований наблюдался процесс засоления почв трансаккумулятивных и супераккумулятивных элементарных ландшафтов грунтовыми водами. Глубина залегания минерализованных грунтовых вод на ключевых участках под полугидроморфными почвами находилась в пределах 1.8–3 м (июнь), под гидроморфными — 0.5–0.7 м. Резко выделялась минерализация грунтовых вод в долине р. Бурла — 51–63 г/л, тогда как на других участках минерализация находилась в пределах 10 г/л. Почвы долины р. Бурла также отличались более сильным засолением по сравнению с остальными.

При этом минерализация речной воды р. Баган с конца мая до конца июня увеличилась в 13 раз и составила 21 г/л.

Химизм засоления почвенных растворов хлоридно-сульфатного типа с преобладанием катионов натрия наблюдался в полугидроморфных почвах, кальция — в автоморфных. При этом от водораздела к реке наблюдалось увеличение доли хлоридных солей.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по государственному заданию ИПА СО РАН и при финансовой поддержке РФФИ грант № 21-55-75002.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азиева Д.С., Гаджиев И.Р., Биарсланов А.Б., Абдурашидова П.А., Желновакова В.А. О сезонной динамике засоления почв Терско-Кумской низменности //

- Естественные науки. 2022. № 2(7). С. 46–64.
https://doi.org/10.54398/1818507X_2022_2_46
2. *Архипов С.А., Вдовин В.В., Мизеров Б.В., Николаев В.А.* Западно-Сибирская равнина. М.: Наука, 1970. 279 с.
 3. *Ахмедов А.У., Каримов Х.Н., Узаков З.З., Бурханова Н.Х.* Содержание водорастворимых и токсичных солей в типичных орошаемых сероземных почвах и засоление территории Каршинской степи Узбекистана // Научное обозрение. Биологические науки. 2021. № 4. С. 83–88.
 4. *Базилевич Н.И.* Геохимия почв содового засоления. М.: Наука, 1965. 351 с.
 5. *Базилевич Н.И., Панкова Е.И.* Опыт классификации почв по засолению // Почвоведение. 1968. № 11. С. 3–16.
 6. *Базилевич Н.И., Розанов Ю.А.* Почвы Алтайского края. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1959. 383 с.
 7. *Боровский В.М.* Формирование засоленных почв и галогеохимические провинции Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1982. 256 с.
 8. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
 9. *Воробьева Л.А.* Теория и практика химического анализа почв. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
 10. *Глазовская М.А.* Геохимические основы типологии и методики исследования природных ландшафтов. Смоленск, М.: Ойкумена, 2002. 288 с.
 11. *Горохова И.Н., Чурсин И.Н.* Засоление почв в долине Дона в условиях прекращения орошения // Аридные экосистемы. 2022. Т. 28. № 2(91). С. 102–112.
<https://doi.org/10.24412/1993-3916-2022-2-102-112>
 12. *Докучаева Л.М., Юркова Р.Е.* Грунтовая вода – критерий экологического состояния почв // Экология и водное хозяйство. 2019. № 1. С. 18–29.
 13. *Елизаров Н.В., Попов В.В., Семендяева Н.В.* Современный гидроморфизм солонцов лесостепной зоны Западной Сибири // Почвоведение. 2020. № 12. С. 1451–1459.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20120059>
 14. *Кац Д.М.* Гидрогеология / Д.М. Кац. М.: Колос, 1969. С. 96–97.
 15. *Кац Д.М., Паиковский И.С.* Мелиоративная гидрогеология. М.: Агропромиздат, 1988. 256 с.
 16. *Колпакова М.Н., Борзенко С.В., Исупов В.П., Шацкая С.С., Шварцев С.Л.* Гидрохимия и геохимическая типизация соленых озер степной части Алтайского края // Вода: химия и экология. 2015. № 1(79). С. 11–16.
 17. *Классификация и диагностика почв СССР.* М.: Колос, 1977 г. 225 с.
 18. *Кулундинская степь и вопросы ее мелиорации.* Новосибирск: Наука, 1972. 507 с.
 19. *Лазарев К.Г.* Гидрохимический очерк равнинной части течения реки Амур-Дарьи. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 107 с.
 20. *Лебедева М.П., Лопухина О.В., Калинина Н.В.* Особенности химико-минералогического состава солей в соровых солончаках и озерах Кулундинской степи // Почвоведение. 2008. № 4. С. 467–480.
 21. *Минеев В.Г.* Практикум по агрохимии М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 687 с.
 22. *Панин П.С., Долженко И.Б., Чуканов В.И.* Процессы засоления и рассоления почв Новосибирск: Наука, 1976. 176 с.
 23. *Панкова Е.И., Черноусенко Г.И.* Проблема активизации засоления в почвах юга Восточной Сибири и Монголии в связи с аридизацией климата // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2020. № 101. С. 19–45.
<https://doi.org/10.19047/0136-1694-2020-101-19-46>
 24. *Панкова Е.И.* Засоленные почвы России. М.: ИКЦ “Академкнига”, 2006. 854 с.
 25. *Перельман А.И.* Засоление и рассоление ландшафтов // Геохимия ландшафтов: теория миграции химических элементов в природных ландшафтах. М., 1975. С. 6–26.
 26. *Полынов Б.Б., Быстров С.В.* Об изменениях растворов солей, циркулирующих в почвах // Почвоведение. 1932. № 3. С. 293–298.
 27. *Посохов Е.В.* Формирование химического состава подземных вод Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1969. 335 с.
 28. *Савич В.И., Седых В.А., Сорокин А.Е., Котенко М.Е., Тазин И.И.* Агроэкологическая оценка засоления почв // АгроЭкоИнфо. 2022. № 2(50).
<https://doi.org/10.51419/202122206>
 29. *Угланов И.Н.* Мелиорируемая толща почв и пород юга Западной Сибири. Новосибирск: Наука: Сиб. отд-ние, 1981. 193 с.
 30. *Хитров Н.Б., Панкова Е.И., Новикова А.Ф., Черноусенко Г.И., Ямнова И.А.* Теоретические и методические основы предотвращения вторичного засоления. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2013. Т. 1. С. 383–464.
 31. *Шаврыгин П.И.* О токсичности концентраций почвенных растворов в Барабинской низменности // Почвоведение. 1963. № 1. С. 85–92.
 32. *Duarte H.H.F., Souza E.R.* Soil Water Potentials and *Capsicum annuum* L. under Salinity // Revista Brasileira de Ciência do solo. 2016. V. 40. P. e0150220.
<https://doi.org/10.1590/18069657rbcs20150220>
 33. *Hossain M.S., Rahman G.M., Solaiman A.R.M., Alam M.S., Rahman M.M., Mia M.B.* Estimating electrical conductivity for soil salinity monitoring using various soil-water ratios depending on soil texture // Communications in Soil Science and Plant Analysis. 2020. V. 51. P. 635–644.
<https://doi.org/10.1080/00103624.2020.1729378>
 34. *Miller J., Brierley J.* Solonetzic soils of Canada: Genesis, distribution, and classification // Can. J. Soil Sci. 2011. V. 91. P. 889–902.
<https://doi.org/10.4141/cjss10040>
 35. *Smagin A.V., Sadovnikova N.B., Belyaeva E.A. et al.* Capillary Effects in Polydisperse Systems and Their Use in Soil Engineering // Eurasian Soil Sc. 2021. V. 54. P. 1433–1446.
<https://doi.org/10.1134/S1064229321090106>

Salinization and Solonetsization of Soils in River Valleys of the Kulunda Plain

N. V. Elizarov^{1, *}, V. V. Popov¹, I. D. Rybkina², and B. A. Smolentsev¹

¹*Institute of Soil Science and Agrochemistry SB RAS, Novosibirsk, 630090 Russia*

²*Institute of Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, 656038 Russia*

**e-mail: elizarov@issa-siberia.ru*

The surface of the Kulunda Plain is dissected by a system of ancient wide valleys, former runoff hollows, which have a very small slope (less than 1°). Rivers flow along these weakly expressed valleys, redistributing readily soluble salts throughout the territory. The regime of these rivers is characterized by a sharp and high flood wave and low (up to complete drying) runoff in the summer. The purpose of this work is to study the ion-salt system of soils of ancient runoff troughs of the Kulunda Plain, groundwater and river waters in order to identify modern processes of soil salinization. During floods, river water feeds close-lying groundwater, influencing its chemical composition. Studies of three key sites in the valleys of the Bagan (Novosibirsk region), Burla and Kulunda (Altai Territory) rivers took place in 2021–2022. Ground waters of varying degrees of mineralization (from 3.4 to 63.0 g/l) and lie close to the surface (2–5 m), which causes a wide distribution of saline hydromorphic soils in the study area. Differences in the salt state of soils in different valleys, groundwater and river waters are discussed. The degree of salinization of soils depended on their granulometric composition. The high content of physical clay contributed to the rise of salts with groundwater and their accumulation in the soil profile. A large amount of exchangeable sodium in the soil absorbing complex of the studied soils (more than 3–5 cm (eq)/kg), the predominance of easily soluble sodium salts in the soil solution with its low mineralization, as well as the alkaline reaction of the soil medium indicates the manifestation of the process of soil salinization.

Keywords: groundwater, solonetz, critical level of groundwater, Chernozems, Solonetz, Kastanozems, Gleyic Chernozems

УДК 631.414.3

СОРБЦИЯ ФОСФОРА ЗАСОЛЕННЫМИ ПОЧВАМИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

© 2023 г. С. Б. Сосорова^a, *, М. Г. Меркушева^a, Л. Н. Болонева^a, И. Н. Лаврентьева^a^aИнститут общей и экспериментальной биологии СО РАН, ул. Сахьяновой, 6, Улан-Удэ, 670047 Россия

*e-mail: soelma_sosorova@mail.ru

Поступила в редакцию 31.10.2022 г.

После доработки 26.05.2023 г.

Принята к публикации 27.05.2023 г.

В статических условиях изучена сорбция фосфора солончаками сухостепной зоны Республики Бурятия из водного раствора KH_2PO_4 в диапазоне концентрации от 0.25 до 5.0 мМ Р/л. Время взаимодействия 24 ч при соотношении почва : раствор 1 : 10. Количество сорбированного фосфора вычисляли по разности его содержания в исходных растворах и в фильтратах почвенных суспензий. По экспериментальным данным построили изотермы адсорбции фосфора почвой и рассчитывали параметры сорбции по уравнениям Ленгмюра и Фрейндлиха. Относительно высокими сорбционными свойствами по отношению к фосфору обладают солончаки типичный и квазиглеевый. Значение максимальной емкости адсорбции ($A_{\max}$) в гумусовых горизонтах данных почв изменялось в пределах 23.04–42.74 мМ Р/кг, в нижележащих горизонтах – 16.26–30.39 мМ Р/кг. В целом все почвы, за исключением солончака сорового, имели значение $A_{\max}$ в пределах 17.70–42.74 мМ Р/кг. Низкое сорбционное значение фосфора выявлено у солончака сорового. Константа адсорбции Ленгмюра (K_L) варьировала в пределах 0.3–14.0 л/мМ. Солончаки темный и типичный наиболее прочно связывают фосфор. Коэффициент Фрейндлиха (K_F) в изученных почвах изменялся в гумусовом горизонте от 5.34 до 63.43 ммоль Р/кг, в минеральных от 1.74 до 22.68 ммоль Р/кг. Коэффициент распределения (K_d) колебался в пределах 1.95–145.04 л/кг с высокими значениями для солончака квазиглеевого и низкими для солончака сорового. Корреляция между K_d и $A_{\max}$ оценивалась как средняя ($r = 0.51$), K_d и K_L – высокая ($r = 0.84$, $p \leq 0.05$). Исследуемые почвы по значениям SPR (количество фосфора, которое должно быть сорбировано почвой для поддержания концентрации $P = 0.2$ мг/кг (0.0065 мМ/л) в почвенном растворе) от 0.0723 до 3.4836 мМ/кг относятся к слабо сорбирующим фосфор. По способности сорбировать фосфор почвы образуют следующий убывающий ряд: солончак квазиглеевый > солончак типичный > солончак темный > солончак глеевый > аллювиальная светлогумусовая засоленная > солончак соровый.

Ключевые слова: фосфат-ионы, адсорбция, уравнение Ленгмюра, уравнение Фрейндлиха, Solonchaks

DOI: 10.31857/S0032180X22601414, **EDN:** ULLZWW

ВВЕДЕНИЕ

Фосфор – один из основных элементов питания растений, определяющий почвенное плодородие. В растительном организме он играет существенную роль в процессах превращения энергии, биосинтеза и транспорта углеводов, функционировании различных ферментативных систем [18].

Количество и формы фосфора в почвах в той или иной степени зависят от почвообразующих пород. Преобладающая часть фосфорсодержащих соединений (до 95%) в них представлена апатитовыми минералами, из которых наиболее распространен фторапатит. Остальную часть составляют фосфаты R_2O_3 . В насыщенных основаниями почвах фосфор находится в виде малорастворимых фосфатов кальция, магния и гидроксиллапа-

тита. В кислых же почвах он вступает в соединения с железом и алюминием (Маккелви (1977), цит. по [10]).

Валовое содержание фосфора в различных почвах существенно варьирует в зависимости от состава почвообразующей породы, гранулометрического состава и степени выраженности биогенной аккумуляции. Обычно оно составляет 0.01–0.35% P_2O_5 , а в низинных торфяно-болотных почвах может достигать и до 1.70% P_2O_5 [7].

В Забайкалье общее содержание, формы и распределение фосфора по почвенному профилю, а также процессы превращения и динамики фосфорсодержащих соединений наиболее изучены в зональных почвах [1, 4, 5, 14–16, 30]. Однако нет достаточной информации о сорбционной спо-

способности почв по отношению к фосфору, за исключением работ [25, 26].

Общая площадь засоленных почв в России по подсчетам [21] составила 66.441 млн га (3.9% от земельного фонда России), из них на сельскохозяйственные угодья приходится 39.2 млн га или 21.4% от площади сельскохозяйственных угодий. По данным [9], 4.5 млн га засоленных почв заняты под пашни.

Солончаки на территории России распространены в аридных зонах Поволжья, Северного Кавказа, юга Западной и Восточной Сибири. Каждый регион характеризуется определенными особенностями свойств и химизма засоления [20].

В Западном Забайкалье солончаки занимают надпойменные террасы, незаливаемые равнинные и прибрежные территории, прилегающие к содово-соленым озерам, а также пониженные участки пойм с неглубоким залеганием минерализованных грунтовых вод. Общая их площадь в структуре почвенного покрова сельскохозяйственных угодий Республики Бурятия составляет 27.17 тыс. га. Основное использование солончаков под чиевыми ассоциациями — пастбищное (79.5%), под сенокосами занято 11.9% [32].

В сухостепной зоне Западного Забайкалья наиболее распространены сульфатный, сульфатно-содовый, сульфатно-хлоридно-содовый, хлоридно-сульфатно-содовый и содовый типы засоления [31].

Солончаки Забайкалья, наряду с каштановыми почвами, являются приоритетными объектами охраны почв согласно Национальной стратегии сохранения биоразнообразия России [19].

Засоление почвы значительно снижает поглощение минеральных питательных веществ, особенно фосфора. Следовательно, солюбилизация или удобрение фосфором необходимы для роста растений, что может быть полезно для смягчения солевого стресса за счет преодоления способности почвы связывать фосфор [41].

Проведенные многолетние исследования [12, 28] показали, что минеральные удобрения на засоленных почвах (солончаки хлоридно-сульфатного и сульфатного, солонцы содово-хлоридного, сульфатно-содового типов засоления с различной степенью засоления) повышают уровень плодородия, что способствует увеличению продуктивности многолетних трав разной степени солеустойчивости. Эффективным приемом повышения урожайности сеяного травостоя и естественных кормовых угодий на засоленных почвах является использование азотно-фосфорных минеральных удобрений в дозах по 60 кг/га действующих веществ. Продуктивность многолетних трав от применения азотных и азотно-фосфорных удобрений повышается в 1.5–3.5 раза.

Однако отсутствуют данные по сорбционным свойствам засоленных почв по отношению к макроэлементам. В этой связи актуальным является изучение сорбционных свойств засоленных почв по отношению к фосфору.

Цель исследований — изучение сорбционных свойств засоленных почв Западного Забайкалья по отношению к фосфат-ионам.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследования — солончаки соровый, типичный, темный, квазиглеевый и глеевый, аллювиальная светлогумусовая засоленная, формирующиеся в днищах мезозойских котловин Забайкальского типа геоморфологической области Забайкальского среднегорья: Удинской, Иволгинской, Оронгойской, Гусиноозерской, Боргойской [31].

Исследования проводили в 2010–2012, 2022 гг. в сухостепной зоне на территории Заиграевского, Селенгинского, Иволгинского и Джидинского административных районов Республики Бурятии (рис. 1).

Классификация почв дана согласно [11] и рекомендациям Герасимовой с соавт. [6].

Разрез 14 ($h = 564$ м над ур. м., $52^{\circ}02.252' \text{ N}$, $108^{\circ}36.640' \text{ E}$) заложен на берегу озера Гуджирное (Заиграевский район). Растительность отсутствует. Почва — солончак соровый содово-хлоридно-сульфатный (Sodic Solonchaks (Alcalic, Arenic, Sulfatic)).

Разрез 13 ($h = 554$ м на ур. м., $52^{\circ}01.857' \text{ N}$, $108^{\circ}25.201' \text{ E}$) под чиево-разнотравным сообществом. Почва — солончак типичный хлоридно-сульфатно-содовый (Calcic Sodic Solonchaks).

Разрез 4 ($h = 505$ м над ур. м., $51^{\circ}46.375' \text{ N}$, $107^{\circ}22.845' \text{ E}$) заложен в окрестностях села Хубисхал Иволгинского района в 300 м на В–ЮВ от фермы. Чиевое сообщество. Почва — аллювиальная светлогумусовая засоленная. Fluvisols (Albic, Salic).

Разрез 3 ($h = 505$ м над ур. м., $51^{\circ}46.423' \text{ N}$, $107^{\circ}22.828' \text{ E}$) заложен в окрестностях села Хубисхал Иволгинского района в 300 м от разреза 4 под чиевым сообществом. Почва — аллювиальная светлогумусовая засоленная. Fluvisols (Albic, Salic).

Разрез 5 (Р.2-2022 г.) ($h = 562$ м над ур. м., $51^{\circ}32.722' \text{ N}$, $107^{\circ}2.592' \text{ E}$) заложен у правого борта озера Белое (Иволгинский район) под чиево-твердоватоосоково-разнотравным сообществом. Почва — солончак квазиглеевый сульфатный (Solonchaks (Loamic, Sulfatic)).

Разрез 1-2022 г. ($h = 493$ м над ур. м., $51^{\circ}32.16' \text{ N}$, $107^{\circ}01.350' \text{ E}$) заложен в 100 м на восток от Итигилловского источника на равнине, прилегающей к озеру Белому (Иволгинский район) под ирисово-чиево-твердоватоосоковым сообществом. Почва —

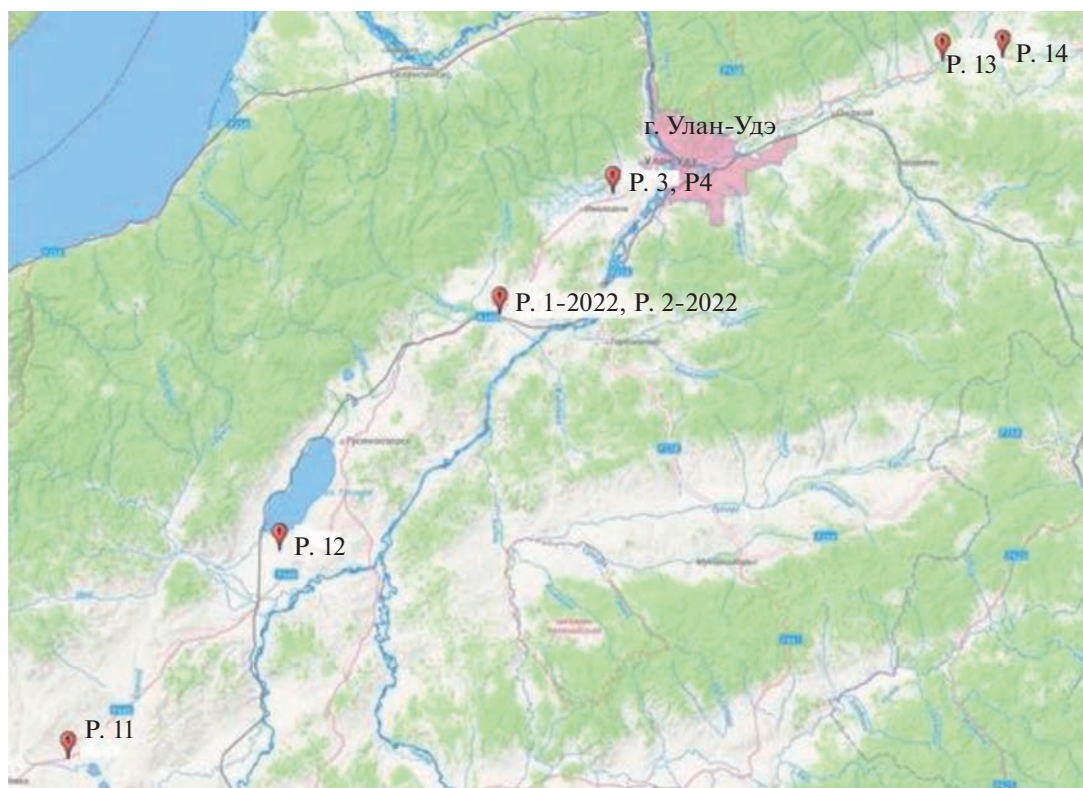


Рис. 1. Картограмма расположения почвенных разрезов солончаков.

солончак типичный сульфатно-хлоридно-содовый (Calcic Sodic Solonchaks (Loamic, Carbonatic)).

Разрез 12 ($h = 549$ м над ур. м., $51^{\circ}4.162' N$, $106^{\circ}19.746' E$) заложен в пойме реки Баян-Гол (Селенгинский район) под ирисово-китайско-леймузовым сообществом. Почва — солончак темный сульфатный (Solonchaks (Arenic, Sulfatic, Humic)).

Разрез 11 ($h = 639$ м над ур. м., $50^{\circ}39.221' N$, $105^{\circ}39.631' E$) заложен на северном берегу оз. Каменный ключ (Джидинский район) в 150 м от уреза воды под солончаковоползунковым сообществом. Почва — солончак глеевый хлоридно-сульфатно-содовый (Sodic Gleyic Solonchaks (Loamic, Carbonatic)).

Характеристика некоторых свойств почв представлена в табл. 1 и ранее опубликованных работах [27, 29]. Исследуемые почвы характеризуются щелочной и сильнощелочной реакцией среды, вариабельностью гранулометрического состава, емкости катионного обмена, содержания карбонатов, подвижного фосфора и калия. Содержание гумуса и азота невысокое (табл. 1). Данные почвы также различались по степени и химизму засоления.

В целом буферная способность солончаков, по данным [17], в верхней части профиля по отношению к элементам, подвижным в щелочной среде, оценивается как низкая, а к элементам, подвиж-

ным в кислой среде — средняя. В нижележащих горизонтах буферность увеличивается за счет карбонатов и утяжеления гранулометрического состава, за исключением почв разрезов 1, 12, 13 и 14, где отмечается снижение буферности за счет облегчения гранулометрического состава и уменьшения содержания карбонатов. По произведенным расчетам буферность исследуемых почв по отношению к элементам, подвижным в кислой среде в гумусовом горизонте, оценивается от средней до повышенной, и как низкая по отношению к элементам, подвижным в щелочной среде (по градации Ильина, 1995).

Сорбционная функция исследуемых почв, согласно балльной оценке с учетом таких показателей, как ЕКО и мощность гумусового горизонта [36], оценивается от очень низкой (<4 баллов — солончак сорový (разрез 14), глеевый (разрез 11) и квазиглеевый (разрез 5 (Р.2-2022)) до средней (5 баллов — солончак типичный (разрез 13), темный (разрез 12)). Для аллювиальной светлогумусовой засоленной почвы сорбционная функция оценивается как низкая (4 балла).

В работе [31] отмечено, что региональной особенностью исследуемых галоморфных почв является сочетание контрастных и часто противоположных элементарных почвенных процессов, формирующих профиль и определяющих их свойства.

Таблица 1. Характеристика свойств засоленных почв Западного Забайкалья

Горизонт	Глубина, см	Фракций (мм), %		pH _{водн}	Обменные катионы, смоль(экв)/кг		Сумма солей	CO ₂ карбо- натов	Гумус	N _{общ}	Подвижные, мг/100 г			Тип засоления
											по Мачигину			
		<0.01	<0.001		EKO	Na ⁺	%	N-NO ₃	P ₂ O ₅	K ₂ O				
Разрез 13. Солончак типичный (Заиграевский район, с. Первомаевка, высокий берег р. Уды)														
SI[Al]	0–30	46.7	29.1	9.2	23.0	4.4	1.93	11.3	3.1	0.16	4.10	3.5	41.5	Хлоридно-суль- фатно-содовый
SI[Al]BCsa	30–42	19.7	5.1	9.8	17.0	3.9	0.81	7.8	0.8	0.04	1.14	1.1	20.7	
BCsa,s	42–50	36.1	18.7	9.7	18.2	5.1	0.48	3.6	0.6	0.03	0.60	0.4	38.1	
BCs	50–80	40.7	15.2	9.6	17.1	3.2	0.31	0.6	0.4	0.03	0.07	0.4	15.7	
Cs	80–100	26.6	5.1	8.7	16.5	3.0	0.35	0.3	0.3	0.01	0.06	0.2	8.1	
Разрез 14. Солончак соровый (Заиграевский район, берег оз. Гуджирное)														
I слой	0–22	15.5	3.7	9.0	10.0	5.2	2.45	7.7	0.3	0.02	—	3.7	31.1	Содово-хлоридно- сульфатный
II слой	22–53	12.4	3.1	8.7	3.0	0.4	0.17	0.2	0.1	0.007	—	1.2	5.3	
Разрез 5 (P.2–2022). Солончак квазиглеевый (Иволгинский район, с. Оронгой, правый борт оз. Белое)														
AJ1	0–10	17.0	2.9	7.9	13.7	6.7	1.64	16.5	3.8	0.17	0.12	0.7	4.6	Сульфатный
AJ2	10–18 (21)	17.2	2.4	7.9	11.0	5.6	1.27	18.0	2.4	0.12	0.12	0.4	3.4	
Bg	18(21)–34(41)	26.3	11.0	8.1	8.8	2.2	0.38	27.5	1.6	0.10	0.20	0.5	5.6	
Q	34(41)–55	30.1	10.8	8.2	10.4	1.4	0.21	41.5	1.1	0.10	0.12	0.6	4.3	
Разрез 3. Аллювиальная светлогумусовая засоленная (Иволгинский район, с. Хубисхал)														
AJ	0–30(43)	18.4	4.9	8.0	11.2	1.6	0.34	1.2	1.5	—	0.16	6.0	26.3	Сульфатный
Bca	30(43)–50	30.1	10.8	8.2	13.0	6.5	0.64	7.8	0.6	—	0.12	1.0	16.0	
Разрез 4. Аллювиальная светлогумусовая засоленная (Иволгинский район, с. Хубисхал)														
AJ1	0–6	15.7	2.8	8.0	12.3	0.4	0.17	2.2	2.0	0.17	0.16	2.9	49.2	Сульфатный
AJ2	6–21(26)	21.0	2.8	8.3	10.6	5.2	0.35	1.5	1.2	0.09	0.16	0.4	8.4	
Bsn,ca	21(26)–50	28.6	10.0	8.0	9.9	8.6	0.85	6.8	0.9	0.05	0.16	0.7	4.4	
Разрез 1–2022. Солончак типичный (Иволгинский район, с. Оронгой, Итгыловский источник)														
AUca	0–43(46)	27.8	14.19	8.4	15.9	6.1	0.60	13.0	4.4	0.10	1.7	0.8	28.6	Сульфатно-хло- ридно-содовый
B	43(46)–50	14.8	10.5	8.5	16.2	3.3	0.33	6.8	1.5	0.03	0.12	0.7	10.0	
Разрез 11. Солончак глеевый (Джидинский район, с. Белоозерск, берег оз. Каменный ключ)														
S	0–2	27.7	4.8	8.9	38.0	10.4	1.58	2.8	3.2	0.18	2.15	1.5	65.3	Хлоридно-суль- фатно-содовый
SI[Al]	2–9	24.3	3.2	8.7	18.0	8.3	1.23	2.0	2.4	0.13	1.72	1.2	27.7	
Bca,s	9–23	20.5	3.9	8.7	33.0	2.2	0.31	3.8	0.5	0.04	0.68	1.2	12.1	
Bca,s	23–43	26.9	4.2	8.9	19.0	4.8	0.54	1.7	1.4	0.06	0.852	1.1	20.7	
Gs,ca	43–60	27.7	3.9	8.6	—	—	0.24	5.5	0.8	0.08	0.09	0.7	17.4	
CGs,ca	60–80	35.3	4.2	8.7	—	—	0.23	4.6	1.0	0.06	0.10	0.5	17.4	
Разрез 12. Солончак темный (Селенгинский район, пойма р. Баян-Гол)														
SI[Ao]	0–6	27.1	3.4	8.0	20.0	4.8	1.07	1.9	5.4	0.27	3.10	3.5	51.3	Сульфатный
SI[Al]	6–20	18.2	4.2	8.2	19.0	3.5	0.88	3.0	3.9	0.20	2.60	2.4	20.7	
[Al]Bca,s,g	20–30	16.4	4.3	8.4	12.0	1.7	0.43	2.9	1.1	0.06	0.25	1.6	7.2	
BCsa,s,g	30–58	14.7	3.7	8.7	11.5	1.5	0.18	2.2	1.0	0.07	0.21	0.8	13.1	
Cg	58–100	19.9	4.0	8.5	10.1	1.1	0.13	0.5	0.8	0.04	0.07	0.4	10.6	

Примечание. Прочерк — нет данных.

Для установления механизма поглощения проведено сравнительное исследование сорбции фосфат-иона почвой из раствора KH_2PO_4 в статических условиях. Использован водный раствор KH_2PO_4 в концентрациях 0.25, 0.5, 1.0, 3.0, 5.0 мМ Р/л в соотношении почва : раствор 1 : 10 (3 г навески воздушно-сухой почвы, просеянной через сито d 1 мм, заливали 30 мл раствора KH_2PO_4) при температуре $22 \pm 2^\circ\text{C}$. Время взаимодействия 24 ч. Суспензии фильтровали с использованием фильтровальной бумаги «синяя лента». Определение концентрации фосфат-иона в фильтрате производили колориметрическим методом по Труога–Мейера [2].

Количество сорбированного фосфора было вычислено по разности его содержания в исходных растворах (начальная концентрация) и в фильтратах почвенных суспензий (конечная концентрация).

По результатам эксперимента построены изотермы адсорбции по 5 точкам и рассчитаны параметры сорбции по уравнениям Ленгмюра и Фрейндлиха. Изотерма адсорбции Ленгмюра является наиболее известной среди всех изотерм, описывающих сорбционное равновесие:

$$A = A_{\max} \frac{K_L}{1 + K_L C_{\text{равн}}} C_{\text{равн}} \quad (1)$$

Для расчета параметров сорбции ($A_{\max}$, K_L) уравнение линеаризовано:

$$\frac{C_{\text{равн}}}{A} = \frac{1}{A_{\max} K_L} + \frac{1}{A_{\max}} C_{\text{равн}}, \quad (2)$$

где A — количество адсорбированного вещества на единицу массы сорбента, мМ/кг, $C_{\text{равн}}$ — равновесная концентрация раствора, мМ/л, $A_{\max}$ — максимальная емкость адсорбций, мМ/кг, K_L — константа адсорбции, связанная с энергией связи сорбции, л/мМ.

Уравнение Фрейндлиха представляет собой эмпирическую зависимость между количеством вещества, адсорбированного на твердой поверхности, и его равновесной концентрацией. Данная модель описывает поглощение ионов на гетерогенной поверхности и подразумевает, что сродство к адсорбции экспоненциально уменьшается с увеличением насыщения поверхности, что ближе к реальности, чем предположение о постоянной энергии связи, присущей уравнению Ленгмюра.

Изотерма адсорбции Фрейндлиха математически выражается как

$$A = K_F C^{1/n} \quad (3)$$

Уравнение Фрейндлиха в линейной форме позволяет рассчитать параметры сорбции:

$$\lg A = \lg K_F + \frac{1}{n} \lg C_{\text{равн}}, \quad (4)$$

где A — количество поглощенного Р, мМ/кг, $C_{\text{равн}}$ — равновесная концентрация, мМ/л, K_F — коэффициент емкости Р (мМ/кг) и $1/n$ — константа, связанная с энергией связи.

Линейный график и уравнение регрессии для каждой почвы были получены путем сопоставления $\lg C_{\text{равн}}$ с $\lg A$. Наклон и пересечение были приняты равными $1/n$ и K_F соответственно. Физический смысл K_F в том, что он равен величине адсорбции при равновесной концентрации, равной единице (если $C_{\text{равн}} = 1$ моль/л, то $K_F = A$).

Характеристику межфазного распределения ионов выражают через коэффициент распределения, который устанавливает соотношение между равновесными концентрациями частиц в сорбенте и в растворе [53]:

$$K_d = C_{\text{тв}} / C_{\text{равн}}, \quad (5)$$

где K_d — коэффициент распределения, л/кг; $C_{\text{тв}}$ — равновесная концентрация ионов в сорбенте (твердой фазе), мМ/кг; $C_{\text{равн}}$ — равновесная концентрация ионов в растворе, мМ/л.

МБЕ_Р представляет собой произведение $A_{\max}$ и K_L , а SPR — количество Р, которое должно быть сорбировано почвой для поддержания концентрации Р = 0.2 мг/кг (0.0065 мМ/л) в почвенном растворе, которое удовлетворит потребность в фосфоре для многих культур [40]. SPR были определены путем подстановки желаемого соотношения содержания Р в уравнения Ленгмюра (1).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Содержание и формы фосфора в почвах в значительной степени определяется почвообразовательными процессами. Так, фосфор имеет тенденцию удерживаться почвами как при щелочном, так и при кислом pH. При щелочных значениях pH фосфор связывается CaCO_3 , а при кислых значениях pH — оксидами железа, алюминия, марганца.

Почвы засушливых регионов содержат гораздо меньше доступного фосфора по сравнению с влажными из-за его низкого общего содержания и высокой фиксации в почвах, обусловленной снижением выщелачивания и аккумуляцией солей кальция. Большая часть водорастворимого фосфора, вносимого с удобрениями в почву, быстро превращается в другие менее подвижные формы.

Однако во влажных почвах большая часть фосфора находится в органических соединениях или связана с вторичными оксидами алюминия и железа, что может снизить его доступность для растений и микробов [45].

Авторы [30] подчеркивают, что гидроморфный солончак характеризуется высоким валовым

содержанием фосфора: в горизонтах Ad и A₁ 0.26 и 0.16% соответственно. С глубиной его количество увеличивается до 0.46%. Запасы валового фосфора в гидроморфном солончаке, как и во всех остальных почвах Иволгинской котловины, значительны: в слое 0–20 см они составляют 4.7 т/га, в слое 0–50 см — 13.3 т/га.

Для луговых засоленных почв и солончаков Алтая, по данным [12], характерны очень низкое накопление подвижных фосфатов — около 2 мг/100 г почвы и избыток обменного калия, что обусловлено гидрослюдистым минералогическим составом илистой фракции почвообразующих пород.

Основными почвенными факторами, влияющими на сорбцию фосфора, являются время, pH, содержание органического вещества, глины, аморфных оксидов железа, алюминия, марганца, а также CaCO₃ [37]. На адсорбцию фосфатов pH почвы в основном влияет в диапазоне значений 4–8. Органические вещества на адсорбцию фосфора влияют двумя способами: косвенно, ингибируя кристаллизацию оксида железа, и напрямую, конкурируя за центры адсорбции. В работе [54] показано, что серия щелочных почв, собранных из района Дера (Пакистан), с содержанием глины 52, 48, 21 и 20% адсорбировала разное количество фосфора. Почва с самым высоким содержанием глины адсорбировала наибольшее количество фосфата (25.73 ммоль/кг), а наименьшее количество — почва с низким содержанием глины (6.00 ммоль/кг). При этом максимальная сорбция происходила в первые два дня, после чего наблюдалось незначительное поглощение.

Высокая ионная сила, обусловленная концентрацией электролита в засоленной почве, может привести к усиленной адсорбции P и низкой растворимости [49]. В щелочных почвах с высокой концентрацией электролитов (например, Na и Ca) адсорбция P увеличивается за счет осаждения Na–P и Ca–P [38, 46].

Результаты исследования [43] показали, что кислые почвы с высоким содержанием глины, оксидов и гидроксидов Al и Fe обладают высокой сорбционной способностью по отношению к фосфору.

Изотерма сорбции фосфора является важнейшей сорбционной характеристикой почвы, так как не только выражает зависимость $A = f(C_{\text{равн}})$, но и отражает условия течения сорбционного процесса [34]. Выпуклая изотерма указывает, что сорбционный процесс протекает в наиболее благоприятных условиях, например, большая энергия связи, взаимодействия фосфора с почвой или отсутствие других конкурирующих за сорбционные места компонентов. Линейные изотермы наблюдаются, как правило, при относительно малых концентрациях растворов фосфора, а также в случаях, когда в сорбционном процессе участвуют

другие одинаковые по конкурирующей способности или по сорбционной связи компоненты. Вогнутая изотерма соответствует случаю, когда сорбция фосфатов происходит в неблагоприятных условиях, например, при малой энергии связи взаимодействия фосфата с почвой или при участии в сорбционном процессе других веществ, сорбирующихся сильнее, чем фосфаты [34].

Изучение межфазного распределения фосфат-ионов показало, что полученные экспериментальные изотермы имеют различный характер по классификации Брунауэра: выпуклый и слабовыпуклый (I тип), сигмовидный (II тип) и вогнутый (III тип) и относятся в основном к L-типу изотерм (рис. 2).

I тип изотермы свидетельствует, что при низких концентрациях фосфат-ионы имеют относительно высокое химическое сродство с поверхностью адсорбента. По мере заполнения сорбционных центров уменьшается количество незаполненных сорбционных позиций и соответственно — снижается количество адсорбированного вещества. Такой тип изотермы характерен как при хемосорбции, так и при физической адсорбции и предполагает относительную однородность сорбционных центров по отношению к сорбату. Данный тип изотермы характерен для большинства образцов почв.

Изотерма II типа характеризуется малым наклоном кривой в области малых концентраций, по мере возрастания равновесной концентрации наклон увеличивается. На рис. 2 такую форму изотермы адсорбции фосфат-ионов наблюдали в следующих образцах почв: разрез 1–2022 (43–50 см), разрез 4 (6–21(26) см), разрез 5 ((P.2–2022)) (10–18 см), разрез 11 (0–2, 2–9, 23–43 см), разрез 12 (0–6, 30–58, 58–100 см), разрез 13 (42–50, 50–80 см). При малых концентрациях основная часть фосфат-ионов остается в растворе, так как сродство с катионами раствора фосфат-ионов выше, чем с поверхностью почвенных частиц. Поэтому количество адсорбированных почвой фосфат-ионов относительно невелико. При увеличении равновесной концентрации фосфат-ионов в растворе они начинают интенсивно адсорбироваться на поверхности твердой фазы системы, при этом кривая приобретает больший наклон, что можно объяснить окончанием образования мономолекулярного слоя сорбата и началом процесса многослойной адсорбции.

Изотерма III типа интерпретируется многослойностью и физической адсорбцией. Характерна для адсорбции веществ со слабым взаимодействием адсорбат–адсорбент. На начальном участке изотермы из-за слабого взаимодействия адсорбат–адсорбент наблюдается незначительная адсорбция. По мере заполнения поверхности адсорбированными молекулами адсорбция возрас-

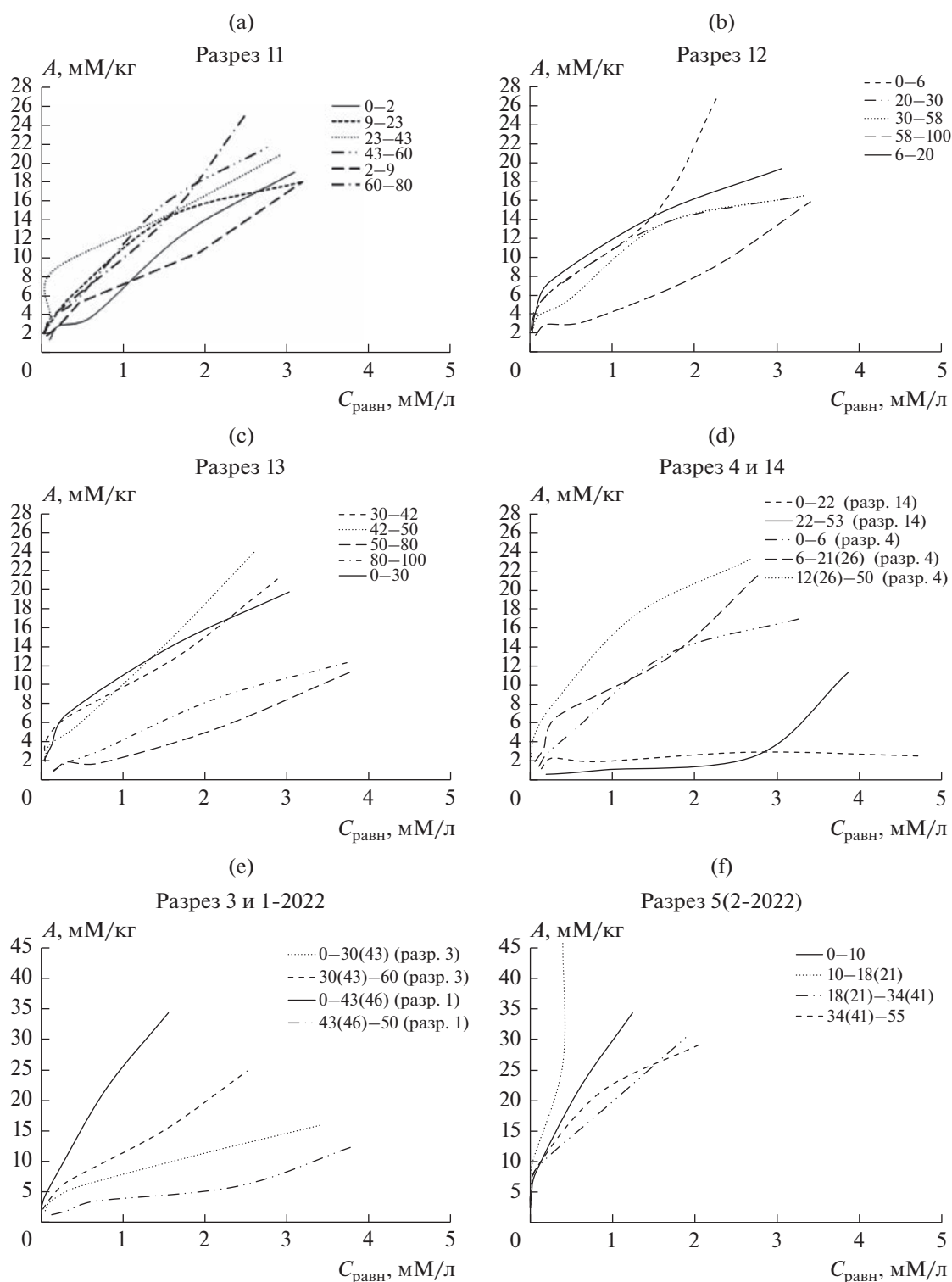


Рис. 2. Изотермы сорбции фосфора почвой: а – разрез 11 – солончак глеевый хлоридно-сульфатно-содовый, б – разрез 12 – солончак темный сульфатный, с – разрез 13 – солончак типичный хлоридно-сульфатно-содовый, д – разрез 14 – солончак сорный содово-хлоридно-сульфатный, разрез 4 – аллювиальная светлогумусовая засоленная, е – разрез 3 – аллювиальная светлогумусовая засоленная, разрез 1 – солончак типичный сульфатно-хлоридно-содовый, ф – разрез 5 (Р.2-2022) – солончак квазиглеевый сульфатный.

тает, так как молекулы адсорбата взаимодействуют друг с другом значительно сильнее, чем с поверхностью адсорбента. Такой тип изотерм выявлен для слоя 22–53 см солончака сорового (разрез 14), с невысоким содержанием физической глины, растворимых солей, карбонатов, низким ЕКО.

Можно выделить следующие основные механизмы поглощения фосфат-ионов исследуемыми почвами:

1) образование малорастворимых фосфатов при взаимодействии с солями почвенного раствора, в частности, с катионами кальция, магния (химическое поглощение, которое характерно для всех горизонтов);

2) минералами-солями: гипс, кальцит, доломит (в горизонтах, в которых присутствуют данные минералы);

3) глинистыми минералами (физико-химическое, в горизонтах с относительно высоким содержанием фракции глины);

4) аморфным кремнеземом путем механического захвата (оклюдирование, в основном в верхних горизонтах солончаков);

5) органическим веществом [22] с образованием органо-минеральных комплексов. Коллоиды гумуса поглощают фосфат-ионы химически и физически. При этом поглощение фосфат-ионов гумусом значительно ниже, чем R_2O_3 и щелочно-земельными основаниями, в связи с чем увеличение гумуса в почве уменьшает поглотительную способность почв [13]. Данный механизм сорбции фосфат-ионов в основном отмечается для гумусовых горизонтов.

Ступенчатый характер изотерм указывает на участие в процессах поглощения фосфат-ионов не менее двух различных механизмов и (или) на наличие неоднородных функциональных групп, образующих различные по прочности связи соединения с изученными ионами [47].

Предполагается, что при pH от 4.5 до 7.5 фосфор фиксируется на поверхности глинистых минералов, а при pH от 6 до 10 осаждается двухвалентными катионами [52].

В щелочных и известковых почвах Ca образует с фосфат-ионами ряд соединений (от монокальций фосфата до гидроксиапатита), при этом гидроксиапатит является единственным стабильным соединением фосфора в переходный период [50].

“При повышении концентрации фосфат-ионов в растворе за счет удобрений в почве начинают преобладать процессы физической адсорбции. Благодаря этому подвижность внесенных фосфатов значительно выше, чем природных. Ионы фосфорной кислоты вступают в реакции обмена с солями органических кислот: фульво- и гуминовыми, лимонной, янтарной, молочной и др. Такими обменно-адсорбированными формами

может быть представлено от 50 до 90% фосфатов. При внесении растворимых фосфатов в почву в виде $CaHPO_4$, $Ca(H_2PO_4)_2$, $(NH_4)_2HPO_4$, $NH_4H_2PO_4$ в результате химического связывания с гидратированными ионами Al, Fe, Mn, Si, Ca, Mg они превращаются в труднодоступные растениями формы в виде органо-минеральных комплексов” [23, стр. 44].

Сорбционные характеристики выбранных почв были удовлетворительно описаны модифицированными уравнениями Ленгмюра и Фрейндлиха. Вариабельность значений рассчитанных параметров сорбции фосфора (табл. 2) обусловлена различием свойств исследуемых почв. Видно, что уравнение Фрейндлиха ($R^2 = 0.6000–0.9967$) показало лучшее описание явлений адсорбции, чем уравнение Ленгмюра ($R^2 = 0.2040–0.9870$). Полученные данные показывают, что относительно высокими сорбционными свойствами по отношению к фосфат-ионам обладают солончаки типичные (разрезы 1-2022, 4, 13) и квазиглеевый (разрез 5 (Р.2-2022)). Так, значение A_{max} в гумусовых горизонтах этих почв изменялось в пределах 23.04–42.74 мМ Р/кг, в нижележащих горизонтах – 16.26–30.39 мМ Р/кг. Самое низкое значение A_{max} выявлено у солончака сорового (разрез 14). Все почвы, за исключением солончака сорового, имели максимумы сорбции фосфора в пределах 17.70–42.74 мМ Р/кг, что указывает на различие механизмов сорбции фосфат-ионов, связанных со свойствами почв. Так, относительно большое различие в сорбции фосфат-ионов солончаком квазиглеевым (разрез 5 (Р.2-2022)) от других подтипов солончаков обусловлено относительно повышенным содержанием карбонатов и гумуса, суммой солей, а солончака сорового (разрез 14) – pH, очень низким содержанием гумуса, меньшим содержанием физической глины, типом засоления и высокой суммой солей.

Различие в свойствах почв обуславливает также особенности внутрипрофильного поглощения ими фосфат-ионов. Так, относительно повышенное содержание физической глины, ЕКО, карбонатов и гумуса в гумусовых горизонтах разрезов 1, 5 (Р.2-2022), 12 и 13 обуславливают максимальную сорбцию и большее сродство фосфат-ионов в них, чем в нижележащих горизонтах. Равномерное поглощение фосфат-ионов в солончаке глеевом (разрез 11) связано с относительно равномерным распределением физической глины, карбонатов и pH. Повышение поглощения фосфат-ионов в нижнем горизонте солончака типичного (разрез 4) обусловлено увеличением содержания физической глины (илистой фракции) и карбонатов вниз по профилю.

В зависимости от типа поглощения и состояния адсорбента поглощенные фосфат-ионы имеют различную энергию связи с почвенной мицел-

Таблица 2. Параметры сорбции фосфат-ионов засоленными почвами Западного Забайкалья

Место отбора	Почва	Горизонт, глубина, см	K_d , л/кг	Параметры уравнения Ленгмюра						Параметры уравнения Фрейндлиха			
				$A_{\max.}$, ммоль/кг	K_L , л/ммоль	R^2	МБЕр, л/кг	SPR, ммоль/кг	K_F , ммоль/кг	$1/n$	R^2		
Разрез 13, Заиграевский район, правый берег р. Ула	Солончак типичный хлоридно-сульфатно-содовый	S[AJ], 0–30	21.58	23.04	1.4500	0.9706	33.41	0.2137	11.15	0.5402	0.9437		
		S[AJ]Bca, 30–42	19.91	23.36	1.4658	0.8983	34.24	0.2190	11.41	0.5086	0.9333		
		BCsa,s, 42–50	12.91	30.67	0.8624	0.7591	26.45	0.1698	11.79	0.5685	0.9720		
		BCs, 50–80	1.95	23.80	0.1575	0.2040	3.75	0.0242	3.14	0.7176	0.8887		
		Cs, 80–100	4.21	28.49	0.1981	0.8650	5.64	0.0364	4.31	0.8094	0.9967		
Разрез 14, Заиграевский район, оз. Гуджирное	Солончак соровой содово-хлоридно-сульфатный	I слой, 0–22	2.35	2.64	8.8700	0.9870	23.42	0.1430	2.13	0.1838	0.6000		
		II слой, 22–53	1.19	4.02	0.5584	0.7881	2.24	0.0144	1.74	0.8689	0.8192		
Разрез 1–2022, Иволгинский район, Итигиловский источник	Солончак типичный сульфатно-хлоридно-содовый	AUca, 0–43(46) B, 43(46)–50	39.55 5.22	42.74 16.26	1.8720 0.4158	0.8353 0.6520	79.99 6.76	0.5104 0.0436	23.37 4.24	0.5254 0.6462	0.9690 0.9668		
		AJ1, 0–10 AJ2, 10–18(21) Bq, 18(21)–34(41) Q, 34(41)–55	145.04 394.89 96.60 111.08	39.22 42.02 30.39 30.49	6.0714 14.0000 5.8750 5.9636	0.9369 0.8507 0.9362 0.9811	238.12 588.28 178.54 181.83	1.4795 3.4836 1.1107 1.1305	32.32 63.43 22.26 22.68	0.4615 0.5496 0.3863 0.4144	0.9974 0.9607 0.9764 0.9467		
Разрез 3, Иволгинский район, с. Хубисхал	Аллювиальная светлогумусовая засоленная	AJ, 0–30(43) Bca, 30(43)–60	13.29 20.44	18.12 28.33	1.3431 1.3629	0.9516 0.8485	24.34 38.77	1.5579 0.2471	8.45 13.16	0.5009 0.4995	0.9965 0.9787		
Разрез 4, Иволгинский район, с. Хубисхал	Аллювиальная светлогумусовая засоленная	AJ1, 0–6 AJ2, 6–21(26)	9.87 20.62	27.85 26.59	0.4918 0.9715	0.9805 0.8706	13.69 25.83	0.0882 0.1658	8.05 10.97	0.7334 0.5951	0.9883 0.9827		
		Bsp,ca, 21(26)–50	31.39	24.81	3.1732	0.9644	27.98	0.4981	15.17	0.3994	0.9943		
Разрез 12, Селенгинский район, пойма р. Баян Гол	Солончак темный сульфатный	S[Aol], 0–6 S[AU], 6–20 [AU], 20–30 BCsa,g, 30–58 Cg, 58–100	21.93 29.46 21.23 11.86 4.80	27.70 20.88 17.51 18.94 20.20	1.6869 2.5890 3.4191 1.7311 0.5351	0.7776 0.9807 0.9846 0.9416 0.5597	46.73 54.06 59.87 32.79 10.80	0.2985 0.3433 0.3782 0.2094 0.0696	14.29 6.52 10.93 9.69 6.18	0.4825 0.1967 0.3689 0.4280 0.5199	0.9669 0.8220 0.9928 0.9714 0.8982		
		S, 0–2 S[AJ], 2–9 BCsa,s, 9–23 Bca,s, 23–43 Gs,ca, 43–60 CGs,ca, 60–80	6.33 11.53 15.83 63.41 12.91 14.29	37.04 22.32 21.19 22.32 27.93 30.96	0.3044 0.7711 1.5375 2.3333 1.0142 0.8972	0.5442 0.84355 0.9663 0.9575 0.8539 0.7458	11,28 17.21 32.58 52.08 28.33 27.78	0,0723 0.1106 0.2083 0.3313 0.1817 0.1783	7,75 5.34 9.13 12.96 11.57 12.16	0.7297 0.4851 1.3600 0.4691 0.5448 0.5673	0.9656 0.8383 0.7878 0.8931 0.9761 0.9730		

Примечание. МБЕр — максимальная буферная емкость почв по отношению к P, SPR — стандартная потребность в фосфоре.

лой: при химическом поглощении прочность их связи более высокая, чем при поверхностной адсорбции. При этом наименьшую энергию связи имеют ионы, расположенные на поверхности, у края грани, внешней части ребер и углов частиц твердой фазы почвы или вещества. Ионы, расположенные внутри частиц, на внутренних углах и ребрах, удерживаются более прочно. В аморфных веществах правильное геометрическое расположение поверхностных ионов, четкое выделение ребер и углов менее выражены, чем в кристаллах. Но тем не менее и в них имеет место энергетическая неравноценность иона в зависимости от его расположения в разных местах частиц [24].

K_L исследованных почв находилась в пределах 0.3–14.0 л/мМ. Солончак темный (разрез 12) и солончак квазиглеевый (разрез 5 (Р.2-2022)) наиболее прочно связывают фосфат-ионы, что, видимо, связано с преобладанием процесса хемосорбции фосфат-ионов органическим веществом и карбонатами. Высокое значение K_L в слое 0–22 см солончака сорового (разрез 14), возможно, связано с уровнем содержания карбонатов в нем и образованием малорастворимых фосфатов кальция. Повышение энергии связи фосфат-ионов в нижнем горизонте солончака типичного (разрез 4) обусловлено увеличением содержания физической глины (илистой фракции) и карбонатов вниз по профилю.

По утверждению [35], чем больше величина $A_{\max}$ и меньше константа K_L , тем лучшим сорбентом является вещество и чем выше значение K_L , тем выше сродство ионов фосфора к почве. Полученные данные частично не согласуются с этим утверждением. В данном случае максимальная буферная емкость фосфора наблюдалась в почвах с максимальными значениями $A_{\max}$ и K_L .

В соответствии с уравнением Фрейндлиха (3), чем больше K_F , тем интенсивнее протекает процесс адсорбции. Так, значения K_F в изученных почвах изменялось в гумусовом горизонте от 5.34 до 63.43 мМ Р/кг, в минеральных от 1.74 до 22.68 мМ Р/кг.

Значения коэффициента распределения (K_d) варьировали в пределах 1.95–145.04 л/кг. Высокие значения K_d выявлены для солончака квазиглеевого (разрез 5 (Р.2-2022)) и самые низкие — для солончака сорового (разрез 14). Корреляция между K_d и $A_{\max}$ оценивается как средняя ($r = 0.51$), K_d и K_L — высокая ($r = 0.84$, достоверно при $p \leq 0.05$). Чем выше K_d , тем интенсивнее процесс переноса сорбата из раствора в твердую фазу, поэтому его называют мерой специфичности.

Полученные результаты исследований имеют некоторые отличия от данных, приводимых другими авторами для различных типов почв. Так, в работах [3, 36, 51] приводят данные по сорбции фосфат-ионов исследуемыми ими почвами, ко-

торые ниже наших значений. В работе [3] отмечено, что пахотные горизонты несмытых агродерново-подзолистых почв характеризуются высокими уровнем подвижности фосфора и низкой сорбционной способностью по отношению к фосфат-иону ($P_{\text{сorb}} 96.06 \pm 0.53$ мг/кг почвы или 3.10 мМ/кг), что ниже полученных в исследовании. По данным [55], в поверхностных слоях суглинистых почв (Онтарио, Канада) значение $A_{\max}$ изменялось в пределах 86–376 мг/кг или 2.78–12.14 мМ/кг. В слабокислых и нейтральных почвах южной и центральной Швеции, по данным [40], сорбционная способность по отношению к Р варьировала от 6.0 до 12.2 мМ/кг (в Udic Haplobого с pH 8.0 сорбировалось фосфора 6.6 мМ/кг) и коррелировала с количеством экстрагируемых оксалатом Fe и Al в почвах.

Близкие к полученным в исследовании данным, можно считать значения $A_{\max}$ и K_L для некоторых кислых и слабокислых почв южной Эфиопии, полученных в работе [56], которые находились в пределах 560–833 мг Р/кг (18.08–26.93 мМ Р/кг) и 0.16–20 л/кг соответственно. Коэффициент емкости по Фрейндлиху (K_F) в этих почвах колебался от 237 до 1200 мг Р/кг (от 7.65 до 38.74 мМ Р/кг). Для 16 репрезентативных почв с кислой реакцией среды на Окинаве (Япония) максимумы сорбции Р варьировали в зависимости от почвы, со значениями 630–2208 мг Р/кг (20.34–71.29 мМ Р/кг) при среднем значении 1362 мг Р/кг (43.97 мМ Р/кг). Эти почвы можно рассматривать как обладающие высокой сорбционной способностью [44].

Несколько выше сорбция фосфат-ионов в почвах, описанных в работах [8, 48], чем в исследуемых в настоящей статье. Так, по данным [8], в дерново-подзолистой почве северо-западной части России и тропических ферралитных почвах Гвинеи сорбируется Р от 33.78 до 70.38 мМ/кг или от 34 до 70% внесенного фосфора. Сорбция фосфора слабокислыми вулканическими почвами экваториальной Африки [48] составляет 47.7 мМ Р/кг в silandic Andosol и 41.6 мМ Р/кг в vitric Andosol. Процентное значение сорбированного фосфора в этих почвах варьировало от 77.0 до 98.1 в silandic Andosol (Руанда) и от 65.6 до 95.9 в vitric Andosol (Сан-Томе).

Максимальная буферная емкость фосфора (МБЕ_р) выявлена в солончаке квазиглеевом (разрез 5 (Р.2-2022)) и типичном (разрез 1-2022), а минимальная — в солончаке соровом (разрез 14).

Различия в буферной емкости почв по отношению к ионам фосфора связаны со свойствами почв и механизмами закрепления его почвой.

Параметры адсорбции положительно коррелировали с содержанием гумуса, карбонатов, суммой солей, отрицательно — с pH, и в зависимости от подтипа почв — различно с содержанием физической глины (табл. 3). Для солончаков гле-

Таблица 3. Коэффициенты парной корреляции (r) параметров сорбции фосфат-ионов со свойствами почв

Почва	Параметры сорбции	pH	Гумус	Сумма солей	Физическая глина	Карбонаты
Солончаки глеевые	$A_{\max}$	-0.63	0.64	0.57	-0.30	0.32
	K_L	-0.85	0.25	0.23	-0.55	0.58
	K_F	-0.82	0.32	0.31	-0.57	0.45
Солончаки типичные	$A_{\max}$	-0.25	0.51	-0.10	0.14	0.42
	K_L	-0.02	0.76	0.57	0.06	0.76
	K_F	-0.19	0.79	0.28	0.04	0.61
Солончак темный	$A_{\max}$	-0.79	0.87	0.75	0.95	-0.20
	K_L	-0.19	0.09	0.31	-0.33	0.93
	K_F	-0.44	0.47	0.47	0.52	0.21
Аллювиальная светлогумусовая засоленная	$A_{\max}$	0.17	0.72	0.32	0.58	0.43
	K_L	-0.34	0.01	0.90	0.76	0.60
	K_F	0.09	0.61	0.66	0.80	0.85

Примечание. Для солончака сорового расчет корреляции не проводили.

евых корреляция параметров сорбции фосфат-ионов оценивалась как отрицательная с pH (средняя и высокая), содержанием физической глины (слабая и средняя), положительная с содержанием гумуса (слабая, средняя), суммой солей (слабая и средняя), с карбонатами (слабая и средняя). На $A_{\max}$ фосфат-ионов умеренное влияние в этих почвах оказывало pH, содержание гумуса и солей. Прочность связи (K_L) фосфат-ионов с твердой фазой этих почв и K_F определялись в основном реакцией среды, содержанием карбонатов и физической глины. Солончаки типичные характеризовались наличием очень слабой и слабой корреляции параметров сорбции фосфат-ионов с такими показателями свойств почв, как pH и содержание физической глины. Содержание гумуса и карбонатов в данных почвах оказывают умеренное и сильное влияние на параметры сорбции. В солончаке темном была обнаружена высокая положительная корреляция между значениями $A_{\max}$ и свойствами почвы (содержание гумуса, физической глины, сумма солей), высокая отрицательная – с pH и очень слабая отрицательная – с уровнем содержания карбонатов. Параметры K_L и K_F в этой почве имели слабую корреляцию с его свойствами.

Таким образом, установить четкую корреляционную зависимость между параметрами сорбции и некоторыми свойствами почв не представилось возможным. Поэтому можно предположить, что совокупность свойств рассмотренных почв определяет особенности поглощения ими фосфат-ионов.

Величина степени фиксации фосфора исследуемых почв зависит от их свойств и, возможно, обуславливает различную потребность в фосфорных удобрениях.

Концентрация фосфат-ионов в почвенном растворе, равная 0.2 мг/л (0.006457 мМ/л), представляет собой количество фосфора, которое должно быть доступно в почве для оптимального роста многих растений. Эта концентрация фосфора известна как SPR – стандартная концентрация P в почвенном растворе [40].

Согласно [51], почвы, которые поглощают P менее 150 мг/кг почвы (4.84 мМ/кг) при его равновесной концентрации в почвенном растворе 0.2 мг/л, считаются слабосорбирующими, а те, которые поглощают больше этого значения – высосорбирующими. Авторы подчеркивают, что почвы могут иметь высокие сорбционные центры и низкую энергию сорбции, чтобы удерживать фосфор на поверхности. В исследованных почвах значения SPR колебалось от 0.0723 до 3.4836 мМ P/кг, что позволяет отнести их к низко сорбирующим по отношению к фосфору.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование в статических условиях адсорбции фосфора засоленными почвами Западного Забайкалья показало, что модели адсорбции Ленгмюра и Фрейндлиха могут быть использованы для удовлетворительного описания процесса сорбции. При этом уравнение Фрейндлиха лучше описывает адсорбцию фосфора данными почвами, чем уравнение Ленгмюра. Среди изученных почв относительная высокая сорбция P наблюда-

лась у солончаков квазиглеевого и типичного. Значение $A_{\max}$ в гумусовых горизонтах этих почв изменялось в пределах 23.04–42.74 мМ Р/кг, в нижележащих горизонтах — 16.26–30.39 мМ Р/кг. Самые низкие значения $A_{\max}$ выявлены для солончака сорового (2.64–4.02 мМ Р/кг).

В целом все почвы, за исключением солончака сорового, имели значение $A_{\max}$ в пределах 17.70–42.74 мМ Р/кг, что свидетельствует о различии сорбционных свойств почв.

K_L находилась в пределах 0.3–14.0 л/мМ. Солончак темный (разрез 12) и солончак квазиглеевый разрез 5 (Р.2-2022) наиболее прочно связывают фосфор. Значение K_F в изученных почвах изменялось в гумусовом горизонте от 5.34 до 63.43 ммоль Р/кг, в минеральных — от 1.74 до 22.68 мМ Р/кг.

K_d колебался в пределах 1.95–145.04 л/кг с высокими значениями для солончака квазиглеевого (разрез 5 (Р.2-2022)) и низкими для солончака сорового. Корреляция между K_d и $A_{\max}$ оценивается как средняя ($r = 0.51$), K_d и K_L — высокая ($r = 0.84$, при $p \leq 0.05$), что может свидетельствовать о том, что на межфазовое распределение фосфат-ионов большое влияние оказывает их сродство к сорбционной поверхности.

Исследованные почвы по значениям SPR (0.0723 до 3.4836 мМ Р/кг) относятся к низко сорбирующим фосфор.

По способности сорбировать фосфор изученные почвы образуют следующий убывающий ряд: солончак квазиглеевый > солончак типичный > солончак темный > солончак глеевый > аллювиальная светлогумусовая засоленная > солончак соровый.

Результаты исследования показали, что различия в свойствах почв (содержание физической глины, гумуса, карбонатов, состав солей и тип химизма засоления, рН, ЕКО) и механизмах закрепления фосфора (химическое, физико-химическое) изученными почвами определяют их сорбционную емкость по отношению к фосфору.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках госзадания № 0271-2021-0004.FWSM-2021-0004.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абашеева Н.Е. Агрохимия почв Новосибирск: Наука: Сиб. изд. фирма. 1992. 211 с.
2. Агрохимические методы исследования почв. М.: Наука, 1975. 656 с.

3. Артемьева З.С. Роль органических и органо-минеральных составляющих в формировании фосфатного режима пахотных горизонтов эрозийно-деградированных агродерново-подзолистых почв // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2015. Вып. 78. С. 70–86.
4. Важенин И.Г., Важенина Е.А. Проблема фосфатов в Забайкалье. Тр. конф. почвоведов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1964. С. 433–441.
5. Гамзиков Г.П., Мангатаев Ц.Д., Пигарева Н.Н. Плодородие лугово-черноземных мерзлотных почв. Новосибирск: Наука: Сиб. отд.-ние, 1991. 130 с.
6. Герасимова М.И., Лебедева И.И., Хитров Н.Б. Индексация почвенных горизонтов: состояние вопроса, проблемы и предложения // Почвоведение. 2013. № 5. С. 627–638. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14050098>
7. Гинзбург К.Е. Фосфор основных типов почв СССР. М.: Наука, 1981. 244 с.
8. Диалло Т.Б. Сорбция фосфат-ионов тропическими и дерново-подзолистыми почвами и влияние фосфорного удобрения на урожай ячменя. Автореф. канд. ... с.-х. наук. СПб., 1993. 27 с.
9. Ефремов Е.Н. Плодородие почв и удобрения. Электронный ресурс. AgroXXI.ru. Дата обращения 02.02.2023. <https://doi.org/journal/199804/199804001.pdf>
10. Карпова Д.В., Чижикова Н.П., Колобова Н.А., Кононенко В.В. Анализ состояния фосфора в агросерых почвах Владимирского Ополя // Агрохимический вестник. 2016. № 3. С. 15–19.
11. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена. 2004. 342 с.
12. Курсакова В.С. Влияние минеральных удобрений на урожайность многолетних трав в условиях засоления // Вестник Алтайского гос. аграрного ун-та. 2019. № 7. С. 45–51.
13. Макаров М.И. Соединения фосфора в гумусовых кислотах почвы // Почвоведение. 1997. № 4. С. 458–466.
14. Мангатаев Ц.Д. Фосфатный фонд автоморфных почв Западного Забайкалья // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2006. № 4. С. 79–83.
15. Мангатаев Ц.Д., Меркушева М.Г., Убугунов Л.Л. Содержание фосфатов в аллювиальных болотных почвах в сухостепной зоне Забайкалья // Плодородие. 2010. № 3. С. 13–15.
16. Мангатаев Ц.Д., Пьянкова Н.А., Рузавин Ю.Н. Содержание фосфатов в целинных и пахотных почвах Западного Забайкалья // Доклады Российской академии сельскохозяйственных наук. 2008. № 4. С. 27–30.
17. Меркушева М.Г., Убугунов В.Л. Оценка буферной способности почв Забайкалья к тяжелым металлам // Устойчивость почв к естественным и антропогенным воздействиям. М., 2002. С. 163.
18. Минеев В.Г. Агрохимия. М., 1999. 720 с.
19. Национальная стратегия сохранения биоразнообразия России. М., 2012. 129 с.

20. Панкова Е.И., Новикова А.Ф. Засоленные почвы России (диагностика, география, площади) // Почвоведение. 1995. № 1. С. 73–83.
21. Панкова Е.И., Горохова И.Н. Анализ сведений о площади засоленных почв России на конец XX и начало XXI веков // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2020. Вып. 103. С. 5–33. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2020-103-5-33>
22. Почвоведение. Ч. 1. Почва и почвообразование. М.: Высшая школа, 1988.
23. Приемы повышения плодородия почв (известкование, фосфоритование, гипсование): науч.-метод. реком. М.: Росинформагротех, 2021. 116 с.
24. Расширенное воспроизводство плодородия почв в интенсивном земледелии Нечерноземья. М.: ВИАУ, 1993. 864 с.
25. Сосорова С.Б. Сорбция фосфат-иона аллювиальной дерновой почвой // Природа Внутренней Азии. Nature of Inner Asia. 2021. № 2–3. С. 64–72.
26. Сосорова С.Б. Сорбция фосфора почвами Западного Забайкалья // Агрохимия. 2022. № 3. С. 3–11.
27. Сосорова С.Б., Меркушева М.Г., Болонева Л.Н., Балданова А.Л., Убугунов Л.Л. Содержание микроэлементов в солончаках Западного Забайкалья // Почвоведение. 2016. № 4. С. 459–474. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16040146>
28. Тошматова Н.А., Макарова Л.Д. Влияние норм фосфора на динамику его содержания в почве и урожайность люцерны при сульфатном засолении // Докл. ТАСХА. 2013. №3. С. 28–32.
29. Убугунов Л.Л., Лаврентьева И.Н., Меркушева М.Г. Биологическая продуктивность и гумусное состояние почв Иволгинской котловины (Западное Забайкалье) // Почвоведение. 2001. № 5. С. 557–568.
30. Убугунов Л.Л., Лаврентьева И.Н., Убугунова В.И., Меркушева М.Г. Разнообразие почв Иволгинской котловины: эколого-агрохимические аспекты. Улан-Удэ: БГСХА, 2000. 208 с.
31. Убугунов Л.Л., Меркушева М.Г., Андреева И.М. Натрий в экосистемах Забайкалья и его агрохимическая эффективность. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2022. 239 с.
32. Убугунов Л.Л., Ральдин Б.Б., Убугунова В.И. Почвенный покров Бурятии как базовый компонент природных ресурсов Байкальского региона. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН. 2002. 53 с.
33. Убугунов Л.Л., Убугунова В.И., Мангатаев Ц.Д. Фосфатный фонд основных типов аллювиальных почв бассейна реки Селенги // Почвоведение. 1998. № 1. С. 67–73.
34. Фокин А.Д. Исследования в области кинетики, статики и динамики сорбции фосфатов в почвах с применением фосфора-32. Автореф. ... дис. канд. хим. наук. М. 1964. 20 с.
35. Шумилова М.А., Петров В.Г. Адсорбционные модели поведения поллютантов в почве Удмуртии // Биодиагностика состояния природных и природно-техногенных систем. Мат-лы XIX Всерос. Науч.-пр. конф. Киров, 2021. С. 130–134.
36. Электронный ресурс: <https://soil-db.ru/soilatlas/razdel-6-funkcii-pochv/sorbcionnye-funkcii-pochv>
37. Asomaning S.K. Processes and Factors Affecting Phosphorus Sorption in Soils: <https://www.intechopen.com/chapters/70866>. Al-Rohily et al., 2013. <https://doi.org/10.5772/intechopen.90719>
38. Beji R., Hamdi W., Kesraoui A., Seffen M. Effects of salts on phosphorus adsorption in alkaline Tunisian soil. Euro-Mediterr // J. Environ. Integr. 2017. V. 2. P. 2.
39. Bolland M.D., Allen D.G., Barrow N.J. Sorption of phosphorus by soils: how it is measured in Western Australia. Department of Primary Industries and Regional Development. Western Australia. Perth. Bulletin, 2003. 4591 p.
40. Börling K. Phosphorus sorption, accumulation and leaching – Effects of long-term inorganic fertilization of cultivated soils. Doctoral thesis. Uppsala: Swedish University of Agricultural Sciences, 2003. 39 p.
41. Cantrell I.C., Linderman R.G. Preinoculation of lettuce and onion with VA mycorrhizal fungi reduces deleterious effects of soil salinity // Plant and Soil. 2001. V. 233. P. 269–281.
42. Chaudhary E.H., Ranjha A.M., Gill M.A., Mehdi S.M. Phosphorus requirement of maize in relation to soil characteristics // Int. J. Agric. Biol. 2003. № 5. P. 625–629.
43. Chimdi A., Gebrekidan H., Tadesse A., Kibret K. Phosphorus Sorption Patterns of Soils from Different Land Use Systems of East Wollega, Ethiopia // American-Eurasian J. Scient. Res. 2003. V. 8. P. 109–116. <https://doi.org/10.5829/idosi.aejr.2013.8.3.12056>
44. Daniel E., Dodor., Kazuhiro Oya. Phosphate sorption characteristics of major soils in Okinawa, Japan // Communications in Soil Science and Plant Analysis. 2000. V. 31. P. 277–288. https://www.researchgate.net/publication/249073919_Phosphate_sorption_characteristics_of_major_soils_in_Okinawa_Japan
45. Ding Z., Kheir AMS., Ali MGM., Ali OAM., Abdelaal AIN., Lin X., Zhou Z., Wang B., Liu B., He Z. The integrated effect of salinity, organic amendments, phosphorus fertilizers, and deficit irrigation on soil properties, phosphorus fractionation and wheat productivity // Sci Rep. 2020. V. 10. P. 2736. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-59650-8>
46. Fageria N.K., Moreira A. The role of mineral nutrition on root growth of crop plants. // Adv. Agron. 2011. V. 110. P. 251–331.
47. Gaurina-Medjimurec N. Hand book of Research on Advancements in Environmental Engineering. IGI Global, 2014. 660 p
48. Gonzalez-Rodriguez S., Fernandez-Marcos M.L. Phosphate sorption and desorption by two contrasting volcanic soils of equatorial Africa // PeerJ. 2018. V. 6. P. e5820. <https://doi.org/10.7717/peerj.5820>
49. Grattan S.R., Grieve C.M. Salinity–mineral nutrient relations in horticultural crops // Sci. Hortic. 1998. V. 78. P. 127–157.
50. Gregor M. Mullite-corundum-spinel-cordierite-plagioclase xenoliths in the Skaergaard Marginal Border Group: multi-stage interaction between metasediments and basaltic magma // Contrib Mineral Petr. 2005. № 49. P. 96–215.

51. *Sanchez P., Goro U.* The role of phosphorus in agriculture. Symposium proceeding. ASA, CSSA, SSSA. Madison. Wisconsin. USA. 1980. P. 471–514.
52. *Sato S., Comerford N.B.* Influence of soil pH on inorganic phosphorus sorption and desorption in a humid Brazilian Ultisol // *Rev. Bras. Ciênc. Solo.* 2005. № 29. P. 685–694.
53. *Scherrer R.A., Howard S.M.* The Use of Distribution Coefficients in Quantitative Structure-Activity Relationships // *J. Medical Chem.* 1977. V. 20. P. 53–58. <https://doi.org/10.1021/jm00211a010>
54. *Uddin R., Baloch P.A., Iqbal S., Bhutto M.A., Nizamani F.K., Solangi A.H., Siddiqui A.A.* Phosphorus Sorption characteristics of four Soil series // *J. Anim. Plant Sci.* 2014. V. 24. P. 1547–1553
55. *Wang Y.T., O'Halloran I.P., Zhang T.Q., Hu Q.C., Tan C.S.* Phosphorus Sorption Parameters of Soils and Their Relationships with Soil Test Phosphorus. <https://doi.org/10.2136/sssaj2014.07.0307>
56. *Wolde Z., Hai W.* Phosphorus sorption Isotherms and External phosphorus requirements of some Soils of southern Ethiopia // *African Crop Sci. J.* 2015. V. 23. P. 89–99. https://www.researchgate.net/publication/277834837_phosphorus_sorption_isotherms_and_external_phosphorus_requirements_of_some_soils_of_southern_ethiopia.

Phosphorus Sorption by Saline Soils of Western Transbaikalia

S. B. Sosorova^{1, *}, M. G. Merkusheva¹, L. N. Boloneva¹, and I. N. Lavrentieva¹

¹*Institute of General and Experimental Biology SB RAS, Ulan-Ude, 670047 Russia*

**e-mail: soelma_sosorova@mail.ru*

The sorption of phosphorus by salt marshes of the dry-steppe zone of the Republic of Buryatia from an aqueous solution of KN_2PO_4 in the concentration range from 0.25 to 5.0 mM/L (mmol/L) was studied under static conditions. The interaction time is 24 hours with a soil: solution ratio of 1 : 10. The amount of sorbed phosphorus was calculated from the difference in its content in the initial solutions and in the filtrates of soil suspensions. Based on experimental data, phosphorus adsorption isotherms were constructed by soil and sorption parameters were calculated using the Langmuir and Freundlich equations. Typical and quasi-clay Solonchaks have relatively high sorption properties with respect to phosphorus. The value of the maximum adsorption capacity (A_{max}) in the humus horizons of these soils varied in the range of 23.04–42.74 mM P/kg, in the underlying horizons 16.26–30.39 mM P/kg. In general, all soils, with the exception of the sorov Solonchaks, had an A_{max} value in the range of 17.70–42.74 mM P/kg. A low sorption value of phosphorus was found in the Solonchaks of sorovy. The Langmuir adsorption constant (K_L) varied in the range of 0.3–14.0 l/mmol. Solonchaks dark and typical most strongly bind phosphorus. The Freundlich coefficient (K_F) in the studied soils varied in the humus horizon from 5.34 to 63.43 mM P/kg, in mineral from 1.74 to 22.68 mM P/kg. The distribution coefficient (K_d) ranged from 1.95–145.04 l/kg with high values for quasi-clay Solonchaks and low for sorov Solonchaks. The correlation between K_d and A_{max} was estimated as average ($r = 0.51$), K_d and K_L – high ($r = 0.84$, $p \leq 0.05$). The studied soils according to the values of SPR (the amount of phosphorus that must be sorbed by the soil to maintain a concentration of $P = 0.2$ mg/kg (0.0065 mM/l) in soil solution) from (0.0723 to 3.4836 mM/kg) refer to weakly absorbing phosphorus. According to the ability to sorb phosphorus, soils form the following decreasing series: quasi-glau solonchaks > typical solonchaks > dark solonchaks > glau solonchaks > alluvial light humus saline > sorov solonchaks.

Keywords: phosphate ions, adsorption, Langmuir equation, Freundlich equation, Solonchaks

УДК 630.114.444:577.152.1:631.417(571.1)

СЕЗОННАЯ АКТИВНОСТЬ ПОЧВЕННОЙ ПЕРОКСИДАЗЫ В ОСУШЕННЫХ БОЛОТНЫХ СОСНЯКАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: СИСТЕМНО-ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

© 2023 г. Т. Т. Ефремова^а, *, С. П. Ефремов^а, А. Ф. Аврова^а^аИнститут леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, Обособленное подразделение ФИЦ КНЦ СО РАН,
Академгородок, 50/28, Красноярск, 660036 Россия

*e-mail: efr2@ksc.krasn.ru

Поступила в редакцию 16.03.2023 г.

После доработки 30.05.2023 г.

Принята к публикации 31.05.2023 г.

Изучали мезотрофное болото, осушенное 25 лет назад (географические координаты 56°23'710" N, 84°34'043" E). В торфяных почвах (Histosols) средневзвешенная за сезон активность пероксидазы (базовый уровень) составила в режиме слабой гидромелиорации 14.4, умеренной — 21.9, интенсивной — 70 ед. (мл йода на 1 г сух. навески за 2 мин). Основная закономерность развития сезонных колебаний активности пероксидазы описывается полиномом второго порядка. Значения и знаки параметров параболического тренда показывают, что средняя активность пероксидазы еженедельно снижалась на 4.4, 7.6 и 15.2 ед. с еженедельным средним ускорением на 0.31, 0.59 и 1.54 ед. с июня по октябрь в режиме слабого, умеренного и интенсивного осушения соответственно. Сезонные колебания активности пероксидазы относительно базового уровня характеризуется июньским увеличением прироста, максимальным в слое 0–10 см. В июле наблюдается снижение темпов прироста: в режиме слабого и умеренного осушения процесс охватывает весь почвенный профиль в августе, в условиях глубокого осушения — в октябре. Активность фермента достоверно положительно связана с объемной влажностью и величиной pH, отрицательно — с окислительно-восстановительным потенциалом и разнонаправлено — с температурой почв. При оценке вклада условий почвенной среды в сезонную динамику пероксидазы создается эффект взаимозаменяемости экологических градиентов. Методом канонического анализа установлено, что индексы детерминации объясняют совокупное воздействие обсуждаемого множества на 52–74%, главным фактором, регулирующим сезонную активность пероксидазы, является гидротермический режим: в условиях слабого осушения в большей мере под воздействием температуры, интенсивного — влажности, умеренного осушения — влажности и температуры. Активность пероксидазы и глубина гумификации торфяных почв разной степени осушения взаимосвязаны на 87%.

Ключевые слова: осушенные торфяные почвы, оксидоредуктазы, тренд сезонных колебаний, индекс сезонности, окислительно-восстановительный потенциал, гидротермические условия, pH, взаимообусловленный эффект

DOI: 10.31857/S0032180X23600774, **EDN:** UJUOPN

ВВЕДЕНИЕ

Эффективное и рациональное использование осушенных торфяных болот, наряду с другими аспектами, зависит от понимания процессов трансформации органического вещества, во многом формирующих характер функционирования болот как целостной экологической системы. Трансформация органического вещества протекает динамично и зависит от ряда факторов, к числу которых относятся ферментативная активность как катализатор почвенного метаболизма и регулятор биохимического гомеостаза, а также индикатор экологического состояния почв [8, 15, 27, 29, 36–38, 40, 42]. Энзимы комплексно осу-

ществляют ключевые экосистемные функции — деградацию лигнина, гумификацию, минерализацию углерода путем разнообразных биохимических реакций распада и ресинтеза, окисления и восстановления почвенного органического вещества [15, 44, 46]. Значительный интерес представляют реакции биогенеза специфических гумусовых веществ с участием фенолоксидаз: полифенолоксидазы и пероксидазы. Они катализируют окисление полифенолов до хинонов в присутствии кислорода воздуха или за счет кислорода перекиси водорода, образующейся в результате жизнедеятельности биоты. В соответствующих условиях при конденсации с аминокислотами и

пептидами хиноны образуют первичные молекулы гумусовых кислот [14, 15, 19]. Основными источниками поступления фенолоксидаз в почву являются прижизненное выделение внеклеточных ферментов корнями растений и микроорганизмами, а также постмортальное поступление внутриклеточных ферментов [1].

Библиография по ферментативной активности торфяных почв за 1958–2001 гг., включая исследования в Белоруссии, Армении, Латвии, Украине, насчитывает около 150 источников [9]. Согласно литературным данным, торфяные почвы по сравнению с минеральными характеризуются большей энзиматической активностью, которая снижается с глубиной. Наиболее благоприятные водно-воздушные условия складываются в слое 0–20 см — зоны максимального развития корневых систем и активно протекающих микробиологических процессов. Показана зависимость ферментативной активности от ботанического состава, зольности и степени разложения торфа. Установлено, что в избыточно увлажненных почвах активность ферментов наиболее интенсивно протекает весной и в первой половине лета. Отмечается недостаток данных по активности оксидоредуктаз (кроме каталазы).

В текущее десятилетие опубликованы исследования ферментативных процессов, в том числе оксидаз, в пределах всего профиля торфяных болот [2, 10, 11, 16, 22–24]. Особенности развития биохимических процессов по стратиграфическим колонкам (100–325 см) изучались авторами в связи с ботаническим составом торфов достаточно крупными мазками с шагом 25–50 см и более. Сделан вывод, что биохимические процессы, динамика которых зависит от погодных условий года и месяцев вегетационного периода, активно протекают как в аэробной, так и анаэробной зоне торфяной залежи. Отмечается наиболее высокая активность пероксидазы и полифенолоксидазы в нижних слоях залежей. Выполненные исследования важны, прежде всего, для оценки развития биохимических процессов в масштабе геологического времени, а также смены природных условий в ходе торфогенеза.

Вместе с тем в ряде работ текущего времени, как и прошлых лет, рассматривается несколько иная направленность ферментативных реакций по профилю торфяных залежей. При переходе от поверхности к более глубоким горизонтам активность ферментов снижается в несколько раз, при этом наиболее биологически активен верхний слой до глубины 10 см [18]. Установлено, что потенциальная активность ферментов на омбро-трофном болоте снижалась с глубиной залегания торфа и соответствовала изменениям микробной биомассы от акротельма к катотельму, при этом не наблюдалось существенного сезонного влия-

ния на температурную зависимость фермента [45]. Результаты, полученные с использованием линейных моделей, показывают, что активность фенолоксидаз существенно снижалась с увеличением глубины торфяной залежи и отражала значительные колебания в течение вегетационного периода с минимумом весной и максимумом летом и осенью [43]. Ограничение с глубиной активности фенолоксидаз кислородом в торфяной залежи способствует созданию условий, ингибирующих разложение растительных остатков, и имеет важные последствия — сохранение археологических органических материалов, поглощение атмосферного CO_2 и устранение загрязнения вод [39].

Современные процессы почвообразования характеризуют поверхностные горизонты торфяных залежей, изучая которые по морфолого-генетическим признакам в сезонной динамике, можно объективно оценить влияние различных антропогенных факторов и наблюдаемого изменения климата. Поэтому важно понять и оценить, как факторы среды (температура, влажность, гумус, pH, биогенность, состав катионов и другие) влияют на активность энзимов, регулируют синтез и секрецию почвенных внеклеточных ферментов. Однако высокая пространственно-временная изменчивость ферментов затрудняет анализ взаимосвязи с факторами почвенной среды [27, 44]. Отсюда вытекает необходимость системной стратегии исследований, когда взаимодействие ферментативной активности почв с экологическими факторами в их пространственно-временном проявлении оценивается методами многомерно-го и многофакторного анализа [27]. Основываясь на стратегии системно-экологического анализа, обосновали достоверность дифференциации за 20–25-летний период гидромелиорации торфяных почв болотных сосняков по степени осушения. Наибольший вклад в дискриминацию (различие) торфяных почв, наряду с водно-физическими и химическими параметрами, вносят оксидоредуктазы [6, 7].

Сезонная динамика активности фенолоксидаз и особенности их распределения по профилю позволяют оценить специфику гумификации органического вещества в связи с почвенно-экологическими факторами [33]. Это важно для понимания современных почвообразовательных процессов и обоснования рационального использования болот в зависимости от физико-географических и экологических условий. Однако вопрос о том, как биотические и абиотические факторы взаимодействуют с пространственными вариациями активности почвенных оксидаз, остается до конца не решенным [41].

Цель работы — выявить в лесных почвах раз-ной глубины осушения закономерности перокси-

дазной активности в их пространственно-временном взаимодействии с экологическими условиями среды. Используя методы математической статистики, решали следующие задачи:

а) выявление основной тенденции (тренда) пероксидазной активности, интенсивности сезонных колебаний (индекс сезонности) и установление хода сезонной волны в почвах разной степени осушения;

б) оценка связи активности пероксидазы с условиями почвенной среды: уровнем стояния верховодки, температурой, влажностью, окислительно-восстановительным потенциалом, реакцией среды (рН), групповым составом гумусовых кислот;

в) обнаружение взаимообусловленного эффекта экологических параметров и выявление доминантных факторов среды, регулирующих пероксидазную активность в торфяных почвах разной степени осушения.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Изучали мезотрофное болото (Еловочное) площадью 280 га в северной части междуречья Оби и Томи, осушенное к моменту исследования 25 лет тому назад сетью мелких каналов (географические координаты 56°23'710" N, 84°34'043" E). Болото занято сосновыми древостоями (*Pinus sylvestris* L.) естественного происхождения. В пространстве гидромелиоративной сети выделили наиболее распространенные типы сосновых насаждений. Осоково-сфагновые, расположенные на межканальной полосе 47 м, слабо осушенные. Вейниковые — на межканальной полосе 93 м, умеренно осушенные. Разнотравно-мятликовые сосняки — на стыке магистрального и ловчего каналов, интенсивно осушенные. В среднем глубина стояния болотных вод за три года исследований составила: при слабом осушении — 23.2 ± 9.9 см, умеренном — 41.5 ± 11.2 см, интенсивном осушении — 70.2 ± 16.0 см. Достоверность разбиения (дискриминации) объектов доказана методами многомерной статистики по совокупности водно-химических свойств торфяных почв и активности ферментов [6].

Согласно классификации [4, 17, 25, 26], изучаемые почвы являлись освоенными переходного (мезотрофного) типа на мощных осоково-сфагновых торфах (более 3 м), подстилаемых супесями. Рассматривали современные, морфологически слабодифференцированные почвы, по горизонтам 0–5, 5–10, 10–20, 20–30 см, которые разграничивали по степени загрузженности сосущими корнями, слабо — по цвету и плотности торфяных слоев. Почвы характеризуются нормальной зольностью, снижающейся с глубиной: слабо осушенные — 8.9–5.2%, умеренно осушенные — 10.6–5.8,

интенсивно осушенные — 15.6–6.9%. Плотность сложения торфяного субстрата изменяется по профилю соответственно зольности — 0.106–0.010, 0.134–0.115, 0.146–0.087 г/см³.

Сезонную активность почвенных оксидоредуктаз (пероксидазы, каталазы, дегидрогеназы) на каждом из трех объектов изучали в течение одного года с июня по октябрь — интервал наблюдений 5–8 дней (в среднем неделя), т.е. в общей сложности исследования проводили в течение 3 лет. Образцы почв отбирали по горизонтам в 0–5, 5–10, 10–20, 20–30 см в свежее выкопанном разрезе в 3 повторностях, из которых формировали средний образец. Почвы помещали в холодильник, утром следующего дня образцы поступали в анализ. В настоящем сообщении обсуждается активная почвенная пероксидаза естественно-влажных образцов. Определение выполняли в двух весовых повторностях йодометрическим методом К.А. Козлова и выражали в мл йода на 1 г абсолютно сухой навески за 2 мин [28]. Групповой состав органического вещества торфяных почв — по методике [21].

В сезонной динамике, наряду с ферментативной активностью, на каждом объекте изучали условия почвенной среды в течение всех 3 лет. Окислительно-восстановительный потенциал, реакцию среды (рН) измеряли с помощью переносного рН-метра-милливольтметра ППМ-03М I по горизонтам свежее выкопанного разреза, температуру почв — штыревыми термометрами, плотность сложения — методом режущего кольца. Все замеры выполняли в 3–4 повторностях. Влажность отобранных почв, определяли термостатно-весовым методом с последующим перерасчетом на объемную массу (объемная влажность). В каждый срок замеряли глубину стояния болотных вод (верховодка). Уровни верховодки за (май) июнь–октябрь на участках разной степени осушения закономерно неоднозначно варьировали (рис. 1). При этом своеобразный ход сезонных колебаний уровня грунтовых вод на каждом объекте в течение 3 лет характеризуется явной синхронностью. Это обстоятельство позволило проводить сравнительный анализ сезонной активности пероксидазы на основании положения объектов в пространстве осушительной сети.

Статистический анализ экспериментальных данных выполнен по руководству [31]. Статистическая характеристика рядов распределения сезонной активности пероксидазы — по прописям [32].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Активность пероксидазы в современных (0–30 см) торфяных почвах различной степени осушения характеризуется высокой вариабельностью — C_v 48–66% (табл. 1). Наиболее низкой активностью обладают слабо осушенные почвы — 14.4 ед.

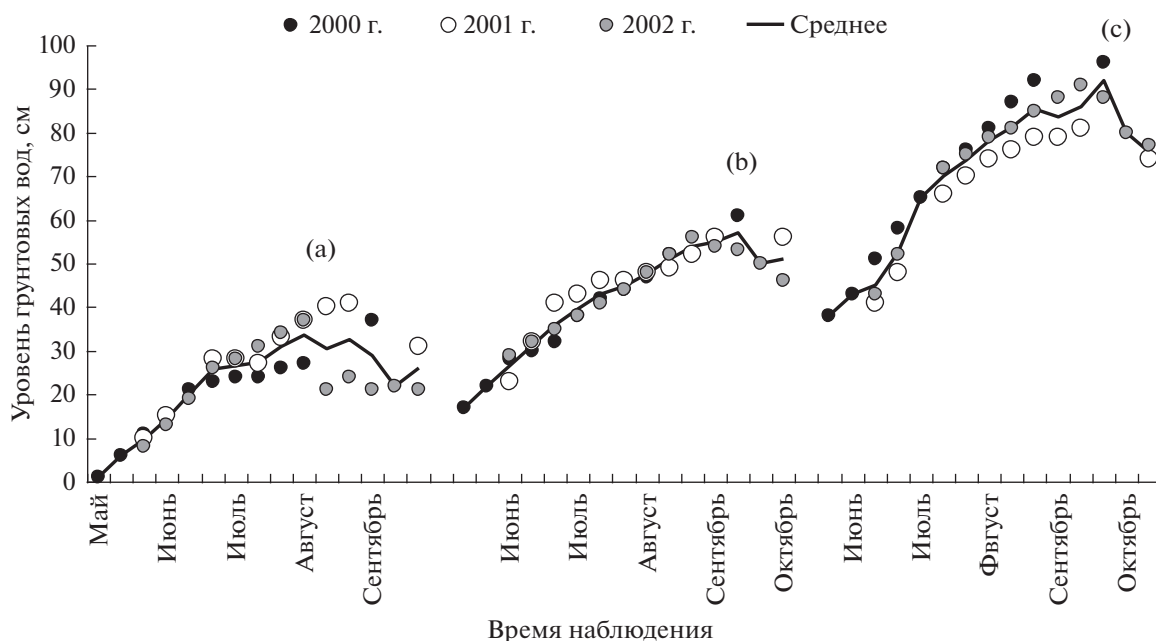


Рис. 1. Уровни стояния почвенно-грунтовых вод за периоды наблюдений в болотных сосняках разной глубины осушения. Здесь и далее: а – слабая, б – умеренная, с – интенсивная.

(средневзвешенное арифметическое за период наблюдений). В умеренно осушенных почвах активность пероксидазы возрастает в 1.5 раза, в интенсивно осушенных достигает 70 ед. (мл йода/г сух. навески за 2 мин). С глубиной активность пероксидазы снижается в 1.5–2 раза. Максимальный уровень активности проявляют верхние, са-

мые коренасыщенные горизонты 0–10 см. Эффект резкого уменьшения в лесных почвах ферментативной активности с глубиной показан также в работе [35].

Графоаналитические построения сезонной динамики пероксидазы, размещенные на рис. 2, затрудняют оценку изучаемого явления. Надеж-

Таблица 1. Статистические показатели активности пероксидазы в лесных торфяных почвах разной глубины осушения за июнь–октябрь, мл йода на 1 г сух. навески за 2 мин

Статистические показатели	Глубина почвенных горизонтов, см				
	0–5	5–10	10–20	20–30	0–30
Слабо осушенные					
Средневзвешенное	12.5	17.7	15.4	11.9	14.4
Медиана	11.8	13.6	13.2	8.7	12.3
Минимум–максимум	1.9–33.9	4.4–66.2	3.6–50.2	3.5–24.4	3.7–39.7
Коэффициент вариации, %	60	88	83	60	63
Умеренно осушенные					
Средневзвешенное	32.2	27.5	16.6	16.4	21.9
Медиана	27.3	29.6	13.3	18.8	22.7
Минимум–максимум	6.2–92.9	6.3–69.2	3.7–57.5	3.5–48.1	5.7–61.8
Коэффициент вариации, %	66	60	79	69	59
Интенсивно осушенные					
Средневзвешенное	80.8	73	66.5	59.3	69.9
Медиана	90	58.9	6.3	56.9	68.9
Минимум–максимум	37.1–140	40.8–312	24.5–214	29.3–133	39–200
Коэффициент вариации, %	36	80	62	46	48

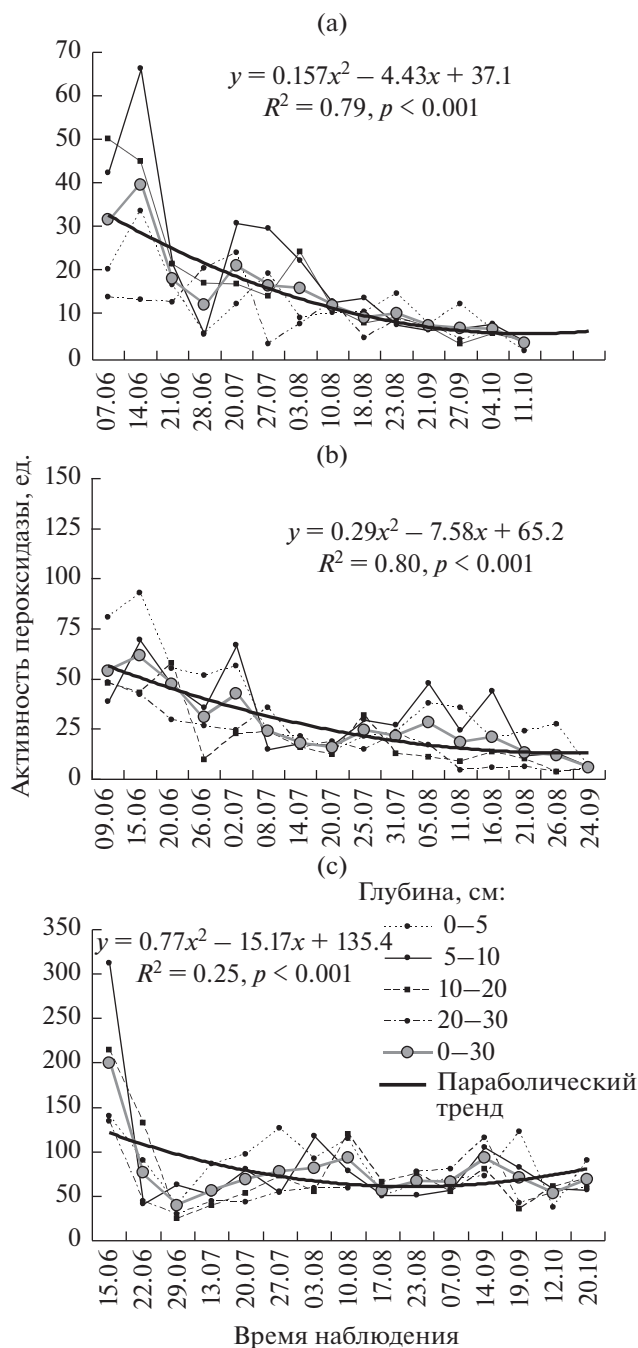


Рис. 2. Динамика активности пероксидазы (июнь–октябрь) и основная тенденция (тренд) развития сезонных колебаний в лесных торфяных почвах разной глубины осушения, мл йода на 1 г сухой навески за 2 мин.

ные выводы обосновали с помощью регрессионного уравнения тренда – математической функции от времени, которое заменяет фактические уровни временного ряда на теоретический, выровненный. Наиболее адекватной функцией сезонного тренда активности пероксидазы в горизонтах торфяных почв является парабола второго порядка. Степень надежности выбранного трен-

дового уравнения была самой высокой в горизонте 10–20 см слабо осушенных почв ($R^2 = 0.84$) и 20–30 см умеренно осушенных ($R^2 = 0.86$).

Основную тенденцию развития изучаемого явления подробнее охарактеризуем на примере всего профиля современных почв (0–30 см). Сопряженное тесное распределение активности пероксидазы и фактора времени проявляется в слабо и умеренно осушенных почвах – $R^2 = 0.8$ (рис. 2а, 2б). В режиме интенсивного осушения сезонные колебания фермента как функция времени обусловлены достоверно слабо – $R^2 = 0.2$ (рис. 2с). В параболической функции тренда ($y = b_2x^2 - b_1x + a$) отрицательный знак параметра b_1 и положительный b_2 отображают снижение выровненных рядов с ускорением, равным $2b_2$ [32]. Исходя из этой трактовки, в слабо осушенных почвах еженедельное снижение активности пероксидазы составляло в среднем 4.4 ед. с еженедельным средним ускорением 0.31 ед. В почвах умеренно осушенных – 7.6 с ускорением 0.59, в режиме интенсивного осушения – 15.2 с ускорением 1.54 ед. По сути уравнения тренда отражают лишь основную тенденцию развития потенциала пероксидазы и прямого отношения к динамике сезонной активности во времени не имеют [32].

Группирующим признаком при статистическом изучении сезонных колебаний является время (дата) в исследуемом периоде. В случае недельного интервала наблюдений период сезонных колебаний равняется месяцу [32]. Руководствуясь этим положением, временные ряды с шагом 5–8 дней упорядочили в суммарные средние показатели (средневзвешенные) по месяцам в каждом горизонте и почвенном профиле (0–30 см) в целом (табл. 2). Для получения более ясной и четкой характеристики изучаемого явления использовали относительные аналитические показатели: темпы роста (индекс сезонности) и темпы прироста [32]. Вычисление этих показателей основывается на сопоставлении уровней y_i временного ряда с некоторой базой сравнения y_0 , за которую приняли среднюю арифметическую взвешенную за весь период наблюдений в слое 0–30 см соответствующих почв. Индекс сезонности: $I_s = y_i/y_0 \cdot 100\%$ характеризует относительную скорость изменения уровней временного ряда и показывает, какую часть временного среднего он составляет. В индивидуальных индексах сезонности влияние основной тенденции развития сезонных колебаний (тренда) устраняется [32]. На основе темпов роста T (индекса сезонности) рассчитали темпы прироста (ТП) активности пероксидазы: $ТП, \% = (T - 100)$. Темп прироста показывает, на какой процент уровень данного срока наблюдений больше или меньше базисного уровня: положительное значение прироста означает увеличение, отрицательное – уменьшение.

Таблица 2. Статистическая группировка по месяцам и темпы роста сезонной активности пероксидазы в горизонтах осушенных торфяных почв

Месяц	0–5 см		5–10 см		10–20 см		20–30 см		0–30 см	
	ед.*	<i>T</i>	ед.	<i>T</i>	ед.	<i>T</i>	ед.	<i>T</i>	ед.	<i>T</i>
Слабо осушенные										
Июнь	19.4	134	34.0	236	33.6	233	15.4	107	25.6	178
Июль	16.2	112	30.5	212	15.8	110	14.0	97	19.1	133
Август	11.5	80	14.4	100	13.6	94	8.8	61	12.1	84
Сентябрь	10.4	72	7.0	48	5.5	38	6.5	45	7.3	51
Октябрь	4.4	30	6.3	44	5.1	35	5.4	38	5.3	37
Умеренно осушенные										
Июнь	70.1	320	47.7	218	39.4	180	36.5	143	48.4	221
Июль	26.5	121	28.8	132	19.8	90	21.8	86	24.2	111
Август	28.9	132	28.1	128	9.3	42	7.3	29	18.4	84
Сентябрь	6.2	28	6.3	29	4.8	22	5.5	22	5.7	26
Интенсивно осушенные										
Июнь	76.0	109	138.4	198	123.6	177	68.9	99	101.7	146
Июль	102.9	147	62.0	89	55.0	79	47.5	68	66.9	96
Август	80.0	115	74.2	106	78.6	113	64.9	93	74.4	107
Сентябрь	88.0	126	81.3	116	56.8	81	79.1	113	76.3	109
Октябрь	63.5	91	57.6	83	65.4	94	56.6	81	60.8	87

* Ед. — единицы измерения, мл йода на 1 г сух. навески за 2 мин, *T* — темпы роста относительно средневзвешенной в слое 0–30 см (табл. 1) за период наблюдений, %.

В осушенных торфяных почвах (0–30 см) сезонный прирост активности пероксидазы характеризуется июньским максимумом, слабее выраженном в режиме интенсивной мелиорации (рис. 3). Снижение темпов прироста наступает в августе в условиях слабого и умеренного осушения и нарастает в осенний период. В режиме глубокого осушения слабое снижение прироста установлено в июле и октябре. По горизонтам почвенного профиля ход сезонной динамики пероксидазы имеет свои особенности. В слабо осушенных почвах прирост активности пероксидазы в июне отмечается по всему профилю, максимум в слое 5–20 см (рис. 3а). В июле начинается некоторое снижение темпов прироста в нижнем анализируемом горизонте, в августе захватывается практически весь профиль, сокращаясь к октябрю на 56–70% от базового уровня. В умеренно осушенных почвах наблюдается схожая динамика сезонной волны (рис. 3б). Однако июньский максимум активности фермента смещается к поверхностным 0–5 см и плавно по мере заглубления каждого горизонта уменьшается примерно вдвое. Снижение темпов

прироста в июле охватывает нижнюю половину почвенной толщи и в сентябре сокращается на 71–78% по всему профилю. В интенсивно осушенных почвах июньский прирост активности пероксидазы наименее выражен, ограничен 0–20 см, максимум в горизонте 5–10 см (рис. 3с). В июле почти вся почвенная толща охвачена снижением темпов прироста на 11–32%, возрастающего с глубиной. Слабое повышение темпов прироста 6–26% возобновляется то в августе, то в сентябре, перемежаясь по горизонтам почвенного профиля. В октябре темпы прироста активности пероксидазы снижаются повсеместно, но характеризуются значительно меньшей интенсивностью — сокращение на 6–19%. Сезонную волну такого уровня можно отнести к относительно выравненному типу, согласно классификации [32]. Итак, июньский прирост активности пероксидазы с максимумом в слое 0–10 см проявляется в лесных торфяных почвах независимо от степени их осушения. Снижение темпов прироста в июле соотносится с глубиной осушительной мелиорации. Чем менее обводнена почва, тем ближе к поверх-

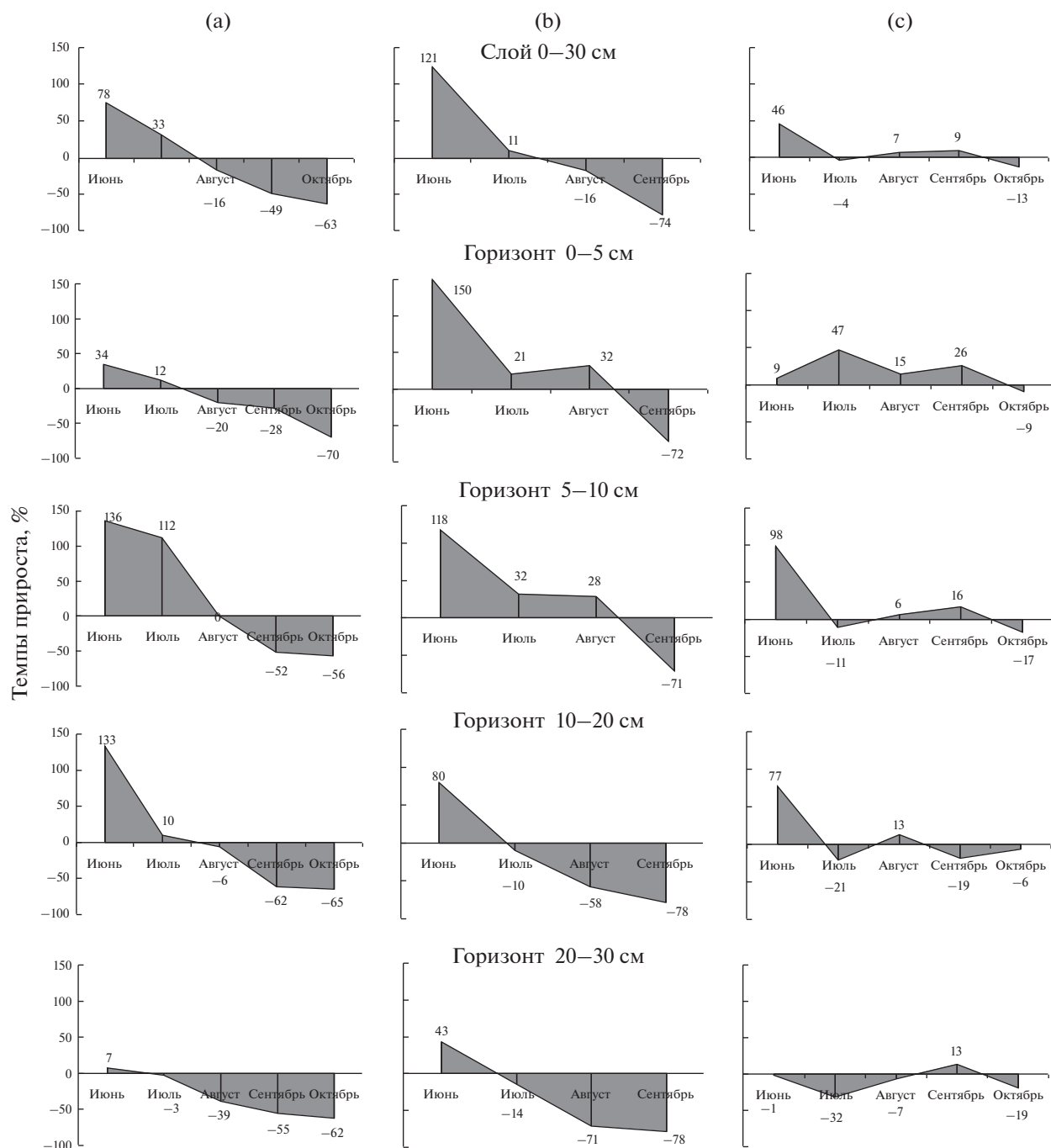


Рис. 3. Темпы прироста сезонной активности пероксидазы в лесных осушенных торфяных почвах, %.

ности залегает горизонт, с которого начинается падение активности фермента. В интенсивно осушенных почвах – 5–10 см, умеренно осушенных – 10–20, слабо осушенных – 20–30 см.

Формирование и динамика ферментативного потенциала – экологически обусловленный процесс. Оценивали влияние объемной влажности, которая непосредственно участвует во многих биохимических процессах, обуславливает усло-

вия протекания ферментативных реакций, определяет численность и физиологическую активность микроорганизмов и жизнедеятельность со-суших корней как источников поступления ферментов. Показано, что в осушенных торфяных почвах под сосновыми насаждениями в верхних 10 см сконцентрировано 87% абсолютно сухого вещества корней, которое не превышало 1% в горизонте 20–30 см относительно зоны ризо-

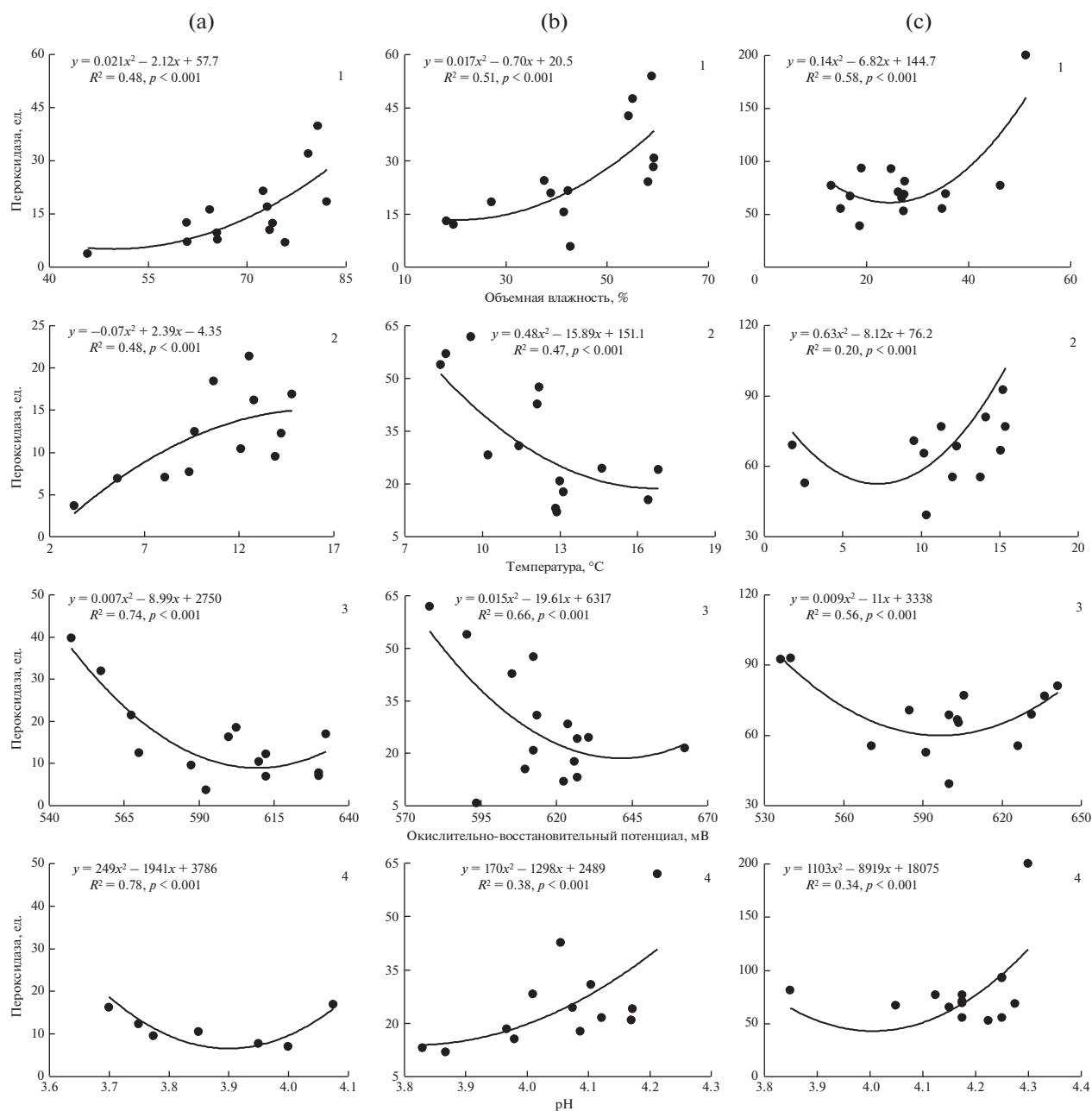


Рис. 4. Регрессионная связь пероксидазной активности современных торфяных почв (0–30 см) разной степени осушения и факторов среды: 1 – объемная влажность, %, 2 – температура почв, °C, 3 – окислительно-восстановительный потенциал, мВ, 4 – pH.

сферы 0–30 см [3]. В верхних 10 см торфа мезотрофных болот (района наших исследований) наиболее распространенную группу микроорганизмов составили неспорозные флуоресцирующие бактерии и плесневые грибы [13]. Количество микробов снижалось с глубиной, подвержено сезонным колебаниям и возрастало после осушения.

В лесных торфяных почвах положительная связь активности пероксидазы и влажности статистически достоверно детерминирована восхо-

дящей ветвью параболы второго порядка (рис. 4). Значения R^2 свидетельствуют, что в слабо осушенных почвах активность пероксидазы на 48% обусловлена влажностью в пределах 45.9–82.2%, в умеренно осушенных – на 51% (18.4–59.4%), в интенсивно осушенных почвах – на 58% в интервале объемной влажности 13.1–51.3%. Как следует из рисунков, максимум активности пероксидазы лежит в пределах 50–80% влажности, ниже 20–25% связь обсуждаемых параметров принимает

Таблица 3. Результаты канонического анализа связи сезонной активности пероксидазы с показателями почвенной среды

Показатель	Степень осушения торфяных почв, оценка канонической переменной (корня)					
	слабая $R^2 = 0.74$, $\chi^2 = 4.0$, $p = 0.045$, $\lambda = 0.26$		умеренная $R^2 = 0.52$, $\chi^2 = 2.9$, $p = 0.054$, $\lambda = 0.48$		интенсивная $R^2 = 0.64$, $\chi^2 = 9.2$, $p = 0.051$, $\lambda = 0.36$	
	канонические веса	факторная структура	канонические веса	факторная структура	канонические веса	факторная структура
Температура	–1.58	–0.86	0.58	0.80	–0.67	–0.41
Влажность	0.61	–0.52	–0.52	–0.81	–0.83	–0.74
pH	0.57	0.16	–0.11	0.08	–0.37	–0.32
ОВП	0.12	0.12	0.29	0.45	–0.32	0.04

Примечание. R^2 – канонический индекс детерминации, χ^2 – критерий, p – уровень значимости, λ – λ -критерий Уилкса, ОВП – окислительно-восстановительный потенциал.

отрицательную направленность (критические точки рассчитаны по уравнениям параболы). Примерно такой же уровень влажности – 60–80% как максимальный отмечается в окультуренных торфяных почвах Белоруссии [34]. Воздействие влажности на почвенную ферментативную активность изменяется в связи с колебаниями температуры. Наибольший уровень активности пероксидазы в лесных осушенных почвах отмечается при сочетании влажности и температуры в режиме слабого осушения почв – 81% и 8.2°C, умеренного – 56%, 9.5°C и интенсивного – 51% и 15.4°C (максимумы ветвей параболы). Следовательно, по мере снижения влажности почв температурный оптимум активности пероксидазы повышается. Аналогичная тенденция характеризует сезонную динамику ферментативной активности черноземов Предуралья [27, 29].

Температура почв определяет энергетический уровень ферментативных реакций. Пероксидазная активность обнаруживает с температурой торфяных почв 1.8–15.4°C достоверную по типу параболы положительную связь в режиме интенсивного осушения на уровне – $R^2 = 0.2$ и слабого – $R^2 = 0.5$ (рис. 4a2, 4c2). В термально более высоком интервале 8.4–16.8°C умеренно осушенных почв теснота связи обсуждаемых признаков возрастает до $R^2 = 0.7$ и становится отрицательной (рис. 4b2). Допускаем приоритетное влияние окислительно-восстановительного фактора (ОВП), активно реагирующего на изменение экологической обстановки. Вследствие положительной связи окислительно-восстановительного потенциала с температурой – $R^2 = 0.61$ (рис. 5b2) в более прогретых почвах ОВП достигает значений >600 мВ, характеризующих, согласно [12], развитие интенсивно окислительных процессов. Возможно, при

таком уровне окислительной среды влияние термического фактора ослабевает, и усиливается роль ОВП, отрицательно влияющего на активность пероксидазы (рис. 4b3). О возросшей роли ОВП в режиме умеренного осушения косвенно свидетельствует наибольший коэффициент канонической корреляции ($r = 0.45$) с обсуждаемой совокупностью почвенных факторов при последующем синтетическом обобщении (табл. 3). Итак, влияние термического фактора на пероксидазную активность лесных торфяных почв мезотрофного типа связано с глубиной осушительной мелиорации. При температуре почв выше 16°C активность пероксидазы в слабо осушенных почвах проявляет тенденцию к снижению, в условиях умеренного осушения – к повышению (критические точки параболических функций). В режиме интенсивного осушения 6°C характеризует экстремум, а повышение температуры почв сопровождается подъемом активности пероксидазы. Можно предполагать, что не однотипная температурная зависимость каталитических процессов, наряду с гидротермическими условиями среды, обусловлена формой нахождения пероксидазы – в свободном или связанном состоянии, а также изменением количества и/или состава микрофлоры. Так, резкое уменьшение активности пероксидазы при повышении температуры от 0.5 до 2.5°C в осушенных эвтрофных почвах лесостепной зоны Красноярского края увязывается с динамикой микробиологических ассоциаций, способных развиваться в холодных условиях [5].

Профиль современных осушенных почв за исследуемый период (июнь–октябрь) следует отнести к типу окислительно-восстановительных режимов с абсолютным господством окислитель-

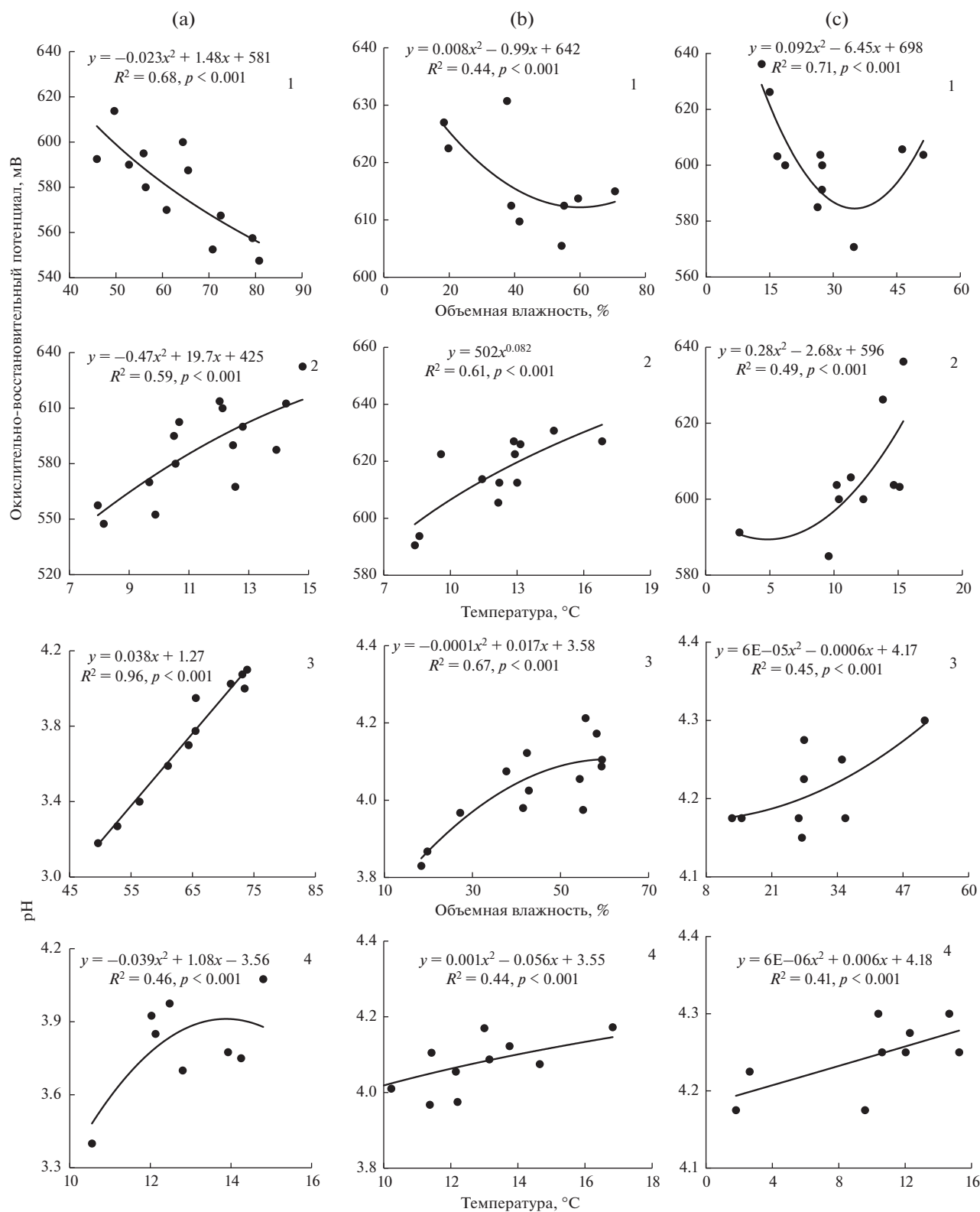


Рис. 5. Регрессионная связь окислительно-восстановительного потенциала и pH лесных торфяных почв с гидротермическими условиями среды: 1 и 3 — объемная влажность, %, 2 и 4 — температура, °C.

Таблица 4. Групповой состав гумусовых кислот осушенных торфяных почв, % от $C_{\text{общ}}$

Глубина, см	Слабо осушенные			Умеренно осушенные			Интенсивно осушенные		
	ГК	ФК	(ГК + ФК)	ГК	ФК	(ГК + ФК)	ГК	ФК	(ГК + ФК)
0–5	17.7	19.4	37.1	27.9	23.9	51.8	29.3	26.1	55.4
5–10	17.4	16.4	33.8	28.4	17.8	46.2	31.9	23.2	55.1
10–20	19.3	14.1	33.4	29.1	15.3	44.4	29.9	21.0	50.9
20–30	16.0	13.3	29.3	28.1	14.3	42.4	31.1	20.6	51.7

Примечание. ГК – гуминовые кислоты, ФК – фульвокислоты, (ГК + ФК) – степень гумификации.

ных процессов, согласно оценкам [12]. Влияние ОВП на пероксидазную активность в этих условиях характеризуется отрицательной направленностью и аппроксимируется параболой второго порядка (рис. 4). В слабо осушенных почвах взаимообусловленность показателей высокая – 74% (в пределах ОВП – 547–632 мВ). В интенсивно и умеренно осушенных средняя – 56% (536–641 мВ) и 66% (590–662 мВ) соответственно. Окислительно-восстановительный максимум составляет 540–590 мВ, экстремум (точка перегиба) – 600 мВ.

Известна тесная связь почвенной ферментативной активности с кислотностью почвенной среды. Величина pH определяет степень ионизации реакционных групп субстрата, а также подвижность и устойчивость активного центра фермента. В лесных торфяных почвах сезонная активность пероксидазы и величина pH 3.7–4.3 положительно связаны по типу параболы второго порядка на 78% в слабо осушенных почвах, на 34 и 38% в интенсивно и умеренно осушенных. Оптимум pH 4.3. Критическая точка, ниже которой активность фермента ингибируется, составляет pH 3.8. По литературным данным, во всех экосистемах активность фенолоксидазы и пероксидазы обычно возрастает с повышением pH почвы [41, 44].

Последующее синтетическое обобщение зависимости ферментативной активности от факторов среды является главным условием системной стратегии исследования [27]. Чтобы оценить взаимообусловленный эффект и установить доминантные факторы, регулирующие пероксидазную активность почв, применили канонический анализ. Метод является обобщением множественной корреляции как мера связи одной случайной величины с множеством других случайных величин. Канонические индексы детерминации (R^2) показывают, что активность фермента определяется обсуждаемым множеством на 74% в слабо осушенных почвах, 52% – умеренно осушенных и на 64% в интенсивно осушенных. Согласно каноническим весам, наибольший вклад в обусловленный эффект вносят гидротермические факторы. Коэффициенты факторной структуры, отражаю-

щие корреляцию соответствующей переменной с корнем (взвешенной суммой), интерпретируются подобно коэффициентам корреляции: чем выше значения, тем теснее связь. Наибольшую каноническую корреляцию с корнем проявляют температура в слабо осушенных почвах, влажность – в интенсивно осушенных, температура и влажность – в умеренно осушенных почвах.

Активное влияние ОВП и pH на активность пероксидазы, установленное парным регрессионным анализом, при сочетании с гидротермическими параметрами заметно снижается или практически исключается. Почвенные свойства, как известно, тесно связаны между собой и могут регулироваться одними и теми же экологическими параметрами. В данном случае гидротермический режим следует рассматривать как факторный признак, остальные отнести к результативным. Установлено, что окислительно-восстановительный потенциал лесных торфяных почв отрицательно обусловлен влажностью: в режиме интенсивного и слабого осушения на 70 и 44% умеренного, температурой – положительно на 49–60%, минимально в условиях интенсивного осушения. Реакция среды (pH) положительно сопряжена с объемной влажностью и температурой почв. Наиболее тесно – с влажностью в режиме слабого осушения на 96% и умеренного 67%, слабее – с температурой на уровне 41–46% (рис. 5). Следовательно, в системном исследовании сезонной активности пероксидазы установлено, что гидротермический режим, окислительно-восстановительный потенциал и кислотность среды выступают как дублирующие друг друга параметры. Вследствие взаимодействия экологических градиентов наблюдается эффект взаимозаменяемости факторов почвенной среды.

Гумус оказывает непосредственное воздействие на ферментативную активность почв: молекулы ферментов, связываясь с гумусовыми кислотами, образуют ферментно-гумусовые комплексы [30]. Установлена тесная связь содержания органического вещества и активности почвенной пероксидазы и полифенолоксидазы, с участием которых происходит синтез гумусовых соедине-

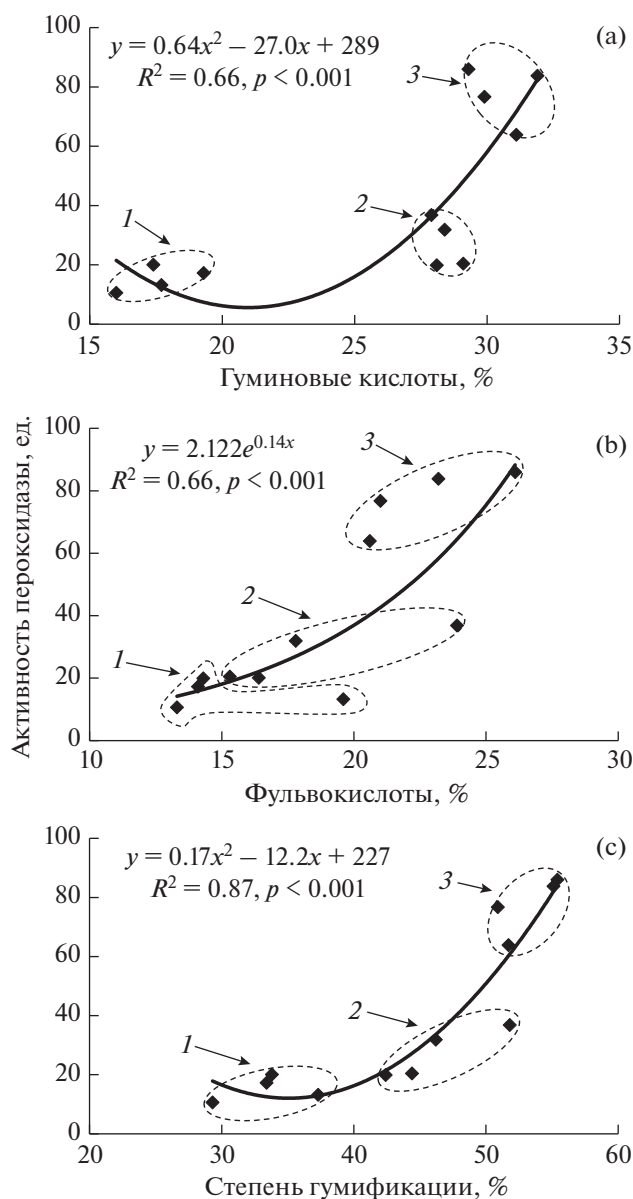


Рис. 6. Регрессионная связь активности пероксидазы и показателей гумусного состояния лесных осушенных почв: а – гуминовые кислоты, б – фульвокислоты, с – степень гумификации. 1, 2, 3 – соответственно слабая, умеренная и интенсивная глубина осушения.

ний [1, 44, 46]. Наиболее существенным относительным показателем напряженности биохимических процессов в почве является групповой состав гумуса [20]. В изучаемых торфяных почвах активность пероксидазы находится в соответствии с содержанием гуминовых и фульвокислот: снижается с глубиной и характеризует максимум показателей в режиме интенсивного осушения (табл. 4). Для оценки тесноты связи данные по активности пероксидазы в почвах разной глубины осушения объединили в одну совокупность, что увеличило число наблюдений и вариацию при-

знаков. Установлено, что активность пероксидазы достоверно положительно аппроксимируется нелинейными функциями на 66% гуминовыми и фульвокислотами и 87% степенью гумификации (рис. 6). Математические функции объективно характеризуют дифференцированный вклад пероксидазы в формирование гумусного состояния торфяных почв разной степени осушения.

ВЫВОДЫ

1. В современных торфяных почвах (0–30 см) болотных сосняков средневзвешенная активность пероксидазы за период июнь–октябрь (базовый уровень) составила в режиме слабой гидромелиорации 14.4 ед., умеренной – 21.9, интенсивной – 70 ед. (мл йода на 1 г сухой навески за 2 мин). Максимальным потенциалом фермента характеризуются верхние 10 см.

2. Наиболее адекватной функцией основной тенденции (тренда) развития сезонных колебаний активности пероксидазы является парабола второго порядка. Числовые значения и знаки параметров параболического тренда показывают, что в режиме слабого, умеренного и интенсивного осушения средняя активность пероксидазы еженедельно снижалась на 4.4, 7.6 и 15.2 с еженедельным средним ускорением на 0.31, 0.59 и 1.54 ед.

3. Сезонная волна активности пероксидазы независимо от степени осушения почв характеризуется июньским приростом с максимумом в слое 0–10 см относительно базового уровня. Снижение темпов прироста в июле соотнобразуется с глубиной мелиорации. Чем менее обводнена почва, тем ближе к поверхности залегает горизонт, с которого начинается падение активности фермента. В интенсивно осушенных почвах – 5–10 см, умеренно осушенных – 10–20, слабо осушенных – 20–30 см. С августа снижение темпов прироста охватывает всю толщу слабо и умеренно осушенных почв и резко возрастает в осенний период. В режиме глубокого осушения устойчивое слабое уменьшение темпов прироста наступает лишь в октябре.

4. Итоги парного регрессионного анализа достоверно характеризуют нелинейную положительную связь активности пероксидазы с объемной влажностью почв и величиной pH, отрицательную – с окислительно-восстановительным потенциалом, разнонаправленную – с температурой в зависимости от режима гидромелиорации.

5. Активность пероксидазы, согласно каноническим индексам детерминации, определяется совокупным влиянием обсуждаемых факторов на 74% в слабо осушенных почвах, на 52% в умеренно осушенных и на 64% в интенсивно осушенных. Данные канонических весов отражают наибольшую долю гидротермических показателей во

взвешенной сумме. Канонические корреляции характеризуют ведущую роль температуры в слабо осушенных почвах, влажности в интенсивно осушенных и равнозначно температуры и влажности в режиме умеренного осушения.

6. Активность фермента достоверно положительно аппроксимируется нелинейными функциями с гуминовыми кислотами, фульвокислотами и степенью гумификации, свидетельствуя о дифференцированном вкладе пероксидазы в формирование гумусного состояния торфяных почв разной степени осушения.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены в рамках базового проекта Института леса им. В.Н. Сукачева СО РАН “Функционально-динамическая индикация биоразнообразия лесов Сибири” № 0287-2021-0009.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гулько А.Е., Хазиев Ф.Х. Фенолоксидазы почв: продуцирование, иммобилизация, активность // Почвоведение. 1992. № 11. С. 55–68.
2. Дырин В.А. Активность пероксидазы и полифенолоксидазы в торфе целинного и рекультивируемого участков болотной экосистемы низинного типа // Вестник Томского гос. пед. ун-та. 2015. № 2. С. 164–169.
3. Ефремов С.П., Ефремова Т.Т. Влияние осушения на загрузенность торфяной почвы корнями древесных и травянистых растений // Комплексная оценка болот и заболоченных лесов в связи с их мелиорацией. Новосибирск: Наука, 1973. С. 113–127.
4. Ефремова Т.Т. Почвообразование и диагностика торфяных почв болотных экосистем // Почвоведение. 1992. № 12. С. 25–35.
5. Ефремова Т.Т., Ефремов С.П., Воронков П.Т. Регрессионный анализ ферментативной активности осушенных торфяных почв // Особенности лесоболотных экосистем Западной Сибири. Красноярск, 1978. С. 111–131.
6. Ефремова Т.Т., Овчинникова Т.М., Суховольский В.Г. Многопараметрический анализ почвенных свойств лесных осушенных болот Западной Сибири // Почвоведение. 2006. № 6. С. 657–667.
7. Ефремова Т.Т., Овчинникова Т.М. Оксидоредуктазная активность торфяных почв как показатель глубины биохимической трансформации лесных осушенных болот Западной Сибири // Известия РАН. Сер. биологическая. 2007. № 3. С. 360–367.
8. Звягинцев Д.А. Проблемы биохимии почв // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 1977. № 1. С. 74–84.
9. Инишева Л.И., Ивлева С.Н., Щербакова Т.А. Руководство по определению ферментативной активности торфяных почв и торфов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2003. 122 с.
10. Инишева Л.И., Шайдак Л., Сергеева М.А. Динамика биохимических процессов и окислительно-восстановительное состояние в геохимически сопряженных ландшафтах олиготрофного болота // Почвоведение. 2016. № 4. С. 505–513.
11. Инишева Л.И., Маслов С.Г., Шукина К.Е. Биохимическая активность торфа Обского региона // Химия твердого топлива. 2018. № 6. С. 33–41.
12. Кауричев И.С., Орлов Д.С. Окислительно-восстановительные процессы и их роль в генезисе и плодородии почв. М.: Колос, 1982. 247 с.
13. Козловская Л.С., Медведева В.М., Пьявченко Н.И. Динамика органического вещества в процессе торфообразования. Л.: Наука, 1978. 176 с.
14. Кононова М.М. Органическое вещество почвы. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 314 с.
15. Купревич В.Ф., Щербакова Т.А. Почвенная энзимология. Минск: Наука и техника, 1966. 275 с.
16. Ларина Г.В., Инишева Л.И., Порохина Е.В. Ферментативная активность болот горного Алтая // Вестник Алтайского гос. аграр. ун-та. 2016. № 10. С. 60–68.
17. Морозова Р.М. К вопросу о классификации болотных и осушенных почв // Изменение лесоболотных биогеоценозов под влиянием осушения Петрозаводск, 1986. С. 108–124.
18. Наумова Г.В., Жмакова Н.А., Макфрова Н.Л., Рассоха Н.Ф., Овчинникова Т.Ф. Энзиматическая активность торфа естественной и разрабатываемой торфяной залежи // Природопользование. 2018. № 1. С. 208–216.
19. Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 325 с.
20. Орлов Д.С., Бирюкова О.Н. О некоторых показателей биологической активности почв и вторичной трансформации гумусовых кислот // Экологические условия и ферментативная активность почв. Уфа, 1979. С. 78–98.
21. Пономарева В.В., Николаева Т.А. Методы изучения органического вещества в торфяно-болотных почвах // Почвоведение. 1961. № 5. С. 88–95.
22. Порохина Е.В., Голубина О.А. Ферментативная активность в торфяных залежах болота Таган // Вестник Томского гос. пед. ун-та. 2012. Т. 122. № 7. С. 171–176.
23. Порохина Е.В., Инишева Л.И., Дырин В.А. Биологическая активность и сезонные изменения CO_2 и CH_4 в торфяных залежах эвтрофного болота // Вестник Томского гос. ун-та. Биология. 2015. № 3 (31). С. 157–176.

24. Порохина Е.В., Сергеева М.А. Химический состав и биологическая активность торфяной залежи олиготрофного болота // Самарский научный вестник. 2018. Т. 7. № 3. С. 82–87.
25. Пьявченко Н.И. О диагностике типов торфяных почв и залежей при изысканиях и проектировании лесосушительных мелиораций // Исследования по лесному болотоведению и мелиорации. Петро-заводск, 1978. С. 5–24.
26. Скрынникова И.Н. Классификация целинных болотных и мелиоративных торфяных почв СССР // Почвоведение. 1964. № 5. С. 14–27.
27. Хазиев Ф.Х. Системно-экологический анализ ферментативной активности почв. М.: Наука, 1982. 203 с.
28. Хазиев Ф.Х. Методы почвенной энзимологии. М.: Наука, 1990. 190 с.
29. Хазиев Ф.Х. Экологические связи ферментативной активности почв // Экобиотех. 2018. Т. 1. № 2. С. 80–92. <http://ecobiotech-journal.ru>.
30. Хазиев Ф.Х. О кинетике ферментативных процессов в почвах // Известия Уфимского научного центра РАН. 2018. № 3. С. 45–51.
31. Халафян А.А. Statistica 6. Статистический анализ данных. М.: ООО Бином-Пресс, 2007. 515 с.
32. Чекотовский Э.В. Графический анализ статистических данных в Microsoft Excel 2000. М.: Изд. дом Вильямс, 2002. 464 с.
33. Щербакова Т.А. Роль ферментов в процессах трансформации поступающего в почву органического вещества // Экологические условия и ферментативная активность почв. Уфа, 1979. С. 59–78.
34. Щербакова Т.А. Ферментативная активность почв и трансформация органического вещества (в естественных искусственных фитоценозах). Минск: Наука и техника, 1983. 222 с.
35. Baldrian P., Stursova M. Enzymes in Forest Soils // Soil Enzymology. Berlin: Springer-Verlag, 2011. P. 61–73.
36. Burns R.G., DeForest J.L., Marxsen J., Sinsabaugh R.L., Stromberger M.E., Wallenstein M.D., Weintraub M.N., Zoppini A. Soil enzymes in a changing environment: Current knowledge and future directions // Soil Biol. Biochem. 2013. V. 58. P. 216–234.
37. Caldwell B.A. Enzyme activities as a component of soil biodiversity: A review // Pedobiologia. 2005. V. 49. № 6. P. 637–644.
38. Esimbekova E.N., Torgashina I.G., Kalyabina V.P., Kratasyaka V.A. Enzymatic Biotesting: Scientific Basis and Application // Contemporary Problems of Ecology. 2021. V. 14. P. 209–304.
39. Freeman C., Ostle N.J., Fenner N., Kang H. A regulator role for phenol oxidase during decomposition in peatlands // Soil Biol. Biochem. 2004. V. 36. № 10. P. 1663–1667.
40. Karaca A., Cetin S.C., Turgay O.S., Kizilkaya R. Soil enzymes as indication of soil quality // Soil Enzymology. Berlin: Springer-Verlag, 2011. P. 119–148.
41. Lia Q., Jiab W., Zhang Q., Cheng X. Localized plant-soil-microbe interactions regulate spatial variations of soil oxidase activities within afforested systems in a subtropical area // Geoderma. 2022. V. 406. № 4. EDN: TPMGTL <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115499>
42. Makoi J.H., Ndakidemi P.A. Selected soil enzymes: examples of their potential roles in the ecosystem // African J. Biotech. 2008. V. 7. № 3. P. 181–191.
43. Pinsonneault A.J., Moore T.R., Roulet N.T. Temperature the dominant control on the enzyme-latch across a range of temperate peatland types // Soil Biol. Biochem. 2016. V. 97. P. 121–130.
44. Sinsabaugh R.L. Phenol oxidase, peroxidase and organic matter dynamics of soil // Soil Biol. Biochem. 2010. V. 42. P. 391–404.
45. Steinweg M.J., Kostka J.E., Hanson P.J., Schadt C.W. Temperature sensitivity of extracellular enzymes differs with peat depth but not with season in an ombrotrophic bog // Soil Biol. Biochem. 2018. V. 125. P. 244–250.
46. Zavarzina A.G. Heterophase synthesis of hymic acids in soils by immobilized phenol oxidases // Soil Enzymology. Berlin: Springer-Verlag, 2011. P. 187–205.

Seasonal Activity of Soil Peroxidase in Drained Swamp Pine Forests of Western Siberia: Systematic-Ecological Analysis

T. T. Efremova¹*, S. P. Efremov¹, and A. F. Avrova¹

¹Sukachev Institute of Forest, Krasnoyarsk Science Center, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Krasnoyarsk, 660036 Russia

*e-mail: efr2@ksc.krasn.ru

We studied a mesotrophic swamp drained 25 years ago, in the northern part of the Ob and Tom rivers (geographical coordinates 56°23'710" N, 84°34'043" E). In forest peat soils (0–30 cm), the weighted average of peroxidase activity for the season (base level) was in the mode of weak hydro reclamation 14.4, moderate – 21.9, intensive 70 units (ml I/g of abs. dry sample in 2 min). Second-order parabola is a most adequate function of the main trend of the development of seasonal fluctuations in peroxidase activity. Numerical values and signs of the parabolic trend parameters show that from June to October, the average peroxidase activity decreased weekly by 4.4, 7.6 and 15.2 units with weekly average acceleration by 0.31, 0.59 and 1.54 units in the mode of weak, moderate and intensive drainage, respectively. The seasonal wave of peroxidase activity rela-

tive to the baseline level is characterized by a June increase in growth rates, the maximum in the 0–10 cm layer. In July, there is a decrease in the growth rate according to the depth of reclamation: in the mode of weak and moderate drainage the process already covers the entire soil profile in August, in conditions of intensive drainage – in October. The enzyme activity is significantly positively related with soil bulk moisture and pH, negatively – with redox potential and multidirectionally – with soil temperature. Environmental conditions act as duplicate parameters when assessing their contribution to the seasonal dynamics of peroxidase, creating the effect of interchangeability of environmental gradients. Canonical determination indices approximate the cumulative impact of the discussed set by 52–74%, depending on the depth of reclamation. Canonical weights show that the main factor regulating the seasonal activity of peroxidase is the hydrothermal regime. According to canonical correlations, in conditions of weak drainage, to a greater extent under the influence of temperature, intensive – humidity, moderate drainage – humidity and temperature. The differentiated contribution of peroxidase activity in the formation of the humus state of peat soils of different degrees of drainage was revealed.

Keywords: drained peat soils, oxidoreductases, seasonal fluctuations trend, seasonality index, redox potential, hydrothermal conditions, pH value, interdependent effect

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.471

СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ ЗАСОЛЕНИЯ ОРОШАЕМЫХ ПОЧВ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

© 2023 г. И. Ю. Савин^{a, b, *} (ORCID: 0000-0002-8739-5441), А. Г. Терехов^c,
Е. Н. Амиргалиев^c, Г. Н. Сагатдинова^c

^aПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

^bИнститут экологии РУДН, Подольское ш., 8, стр. 5, Москва, 115093 Россия

^cИнститут информационных и вычислительных технологий, ул. Шевченко, 28, Алматы, 050010 Казахстан

*e-mail: savin_iyu@esoil.ru

Поступила в редакцию 20.03.2023 г.

После доработки 06.04.2023 г.

Принята к публикации 24.05.2023 г.

Приведены результаты апробации новых подходов к мониторингу засоленности почв орошаемых массивов, основанные на косвенном детектировании засоленности почв с использованием многолетних архивов спутниковых данных. Исследования выполнены на примере орошаемых земель Мактааральского района Туркестанской области Республики Казахстан. В качестве индикатора уровня засоленности почв используется частота и сроки промывок почв от солей, которые выявляются на основе многолетних архивов спутниковых данных Sentinel-1,2 и Landsat-8 (с 2016 по 2022 гг.). Информация о частоте промывок почв от солей и о годе последней промывки позволила ранжировать поля по степени засоленности почв. Сравнение полученной информации с мелкомасштабной почвенной картой и со статистическими данными, основанными на полевых обследованиях полей, показало хороший уровень сходства уровня засоленности почв тестового региона. Подобный подход может быть использован для других регионов с орошаемыми почвами, подверженными вторичному засолению, где практикуются зимние промывки затоплением. Он не требует дополнительной адаптации и основан на простых алгоритмах распознавания по спутниковым данным водной поверхности.

Ключевые слова: промывка солей, Sentinel-2, Landsat, засоленные почвы, NDVI

DOI: 10.31857/S0032180X23600543, **EDN:** UKEJYA

ВВЕДЕНИЕ

Вторичное засоление является одним из наиболее распространенных типов деградации почв в мире. Основной причиной их распространения является нерациональное использование земель в орошаемом земледелии при наличии засоленных почвообразующих пород или близко залегающих к поверхности засоленных грунтовых вод [21].

Согласно оценке ФАО, вторичное засоление почв проявляется почти на 40% орошаемых земель мира [19, 23]. Оно распространено практически во всех странах. Например, в Европе оно отмечается на 1–3 млн га [27], в России в среднем вторичному засолению подвержено около 25% орошаемых земель [28].

В Казахстане засоленные почвы занимают около 40% площади страны [6]. По данным Отарова с соавт. [25], в Южном Казахстане 43 тыс. га орошаемых почв вторично засолено из-за полива засоленными водами и около 80 тыс. га — из-за подъема засоленных грунтовых вод.

Распространение вторичного засоления почв приводит к значительным потерям урожайности сельскохозяйственных культур, часто к полному выводу засоленных земель из активного оборота. По данным Варгас с соавт. [7], из-за засоления почв в мире ежегодно теряется от 18 до 43% урожая сельскохозяйственных культур.

Для предотвращения распространения вторичного засоления почв необходим постоянный мониторинг орошаемых земель. Специфика засоления почв такова, что оно может проявляться быстро и сильно изменяется в сезонном и многолетнем циклах [1]. Традиционно мониторинг засоления почв осуществляется путем полевых обследований полей с отбором почвенных образцов с их последующим лабораторным анализом [7]. Данные работы очень трудоемки, высокозатратны и требуют много времени, что предопределяет их низкую эффективность.

На протяжении многих лет делаются попытки создания методов мониторинга засоления почв, основанных на использовании спутниковых дан-

ных. Авторы используют разнообразные спутниковые данные, а также разные алгоритмы детектирования засоленных почв. Подробные обзоры существующих методов приведены в работах [16, 17, 23, 30, 32].

Наиболее распространены подходы, базирующиеся на детектировании засоления почв по характеру изображения их открытой поверхности [15, 30, 31] или на анализе изображения растительности, как индикаторе степени засоления почв и глубины залегания солевого горизонта [11, 17, 20, 24]. При детектировании засоления почв по характеру изображения на спутниковых данных их открытой поверхности удастся успешно детектировать засоленность лишь поверхностного горизонта почв, а при анализе изображения растительности возникает проблема выбора оптимального времени получения изображений, при котором засоление почв в наибольшей степени сказывается на состоянии растительности. И в этом случае остается сложно решаемой задача оценки слоя засоления почв, который влияет на состояние растительности и на ее изображение на спутниковых данных. Кроме того, большая часть предлагаемых алгоритмов анализа спутниковых данных хорошо работает лишь локально, а попытки переноса их на другую территорию приводят к негативным результатам.

Сложность мониторинга засоления орошаемых почв также предопределяется его высокой динамичностью. В связи с этим результаты детектирования засоленности почв при их успешном детектировании по спутниковым данным будут отражать лишь ситуацию на момент съемки, которая может быстро измениться во время сезона вегетации сельскохозяйственных культур.

Таким образом, несмотря на большое количество исследований и публикаций, единого метода спутникового мониторинга засоления почв, который учитывал бы и сезонную, и межгодовую динамичность, до сих пор не создано.

В настоящей работе предложены новые подходы к мониторингу засоления почв пахотных угодий, основанные на анализе частоты промывок почв от засоления по спутниковым данным, которые показали хорошую точность на территории южной части Казахстана.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили на территории Мактааральского района Туркестанской области Республики Казахстан. Район является самым южным в стране (рис. 1).

Территория представляет собой полупустынные ландшафты с естественной осочково-мятликовой и мятликово-осочковой эфемероидной растительностью. На территории исследований

преобладают сероземы светлые суглинистые и легкосуглинистые, а также лугово-сероземные почвы с участием луговых солончаков. На самом севере территория ограничена долиной р. Сырдарьи с аллювиальными песчаными и супесчаными почвами.

Территория сильно освоена в сельскохозяйственном отношении. Большая часть земель — это пахотные угодья с посевами риса, пшеницы, хлопка, люцерны. Все культуры возделываются в орошаемых условиях. Оросительная вода подается и отводится по каналам. В большинстве случаев используется слабоминерализованная поливная вода [4]. По качественному составу солей поливные арычные воды можно отнести к хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатным и магниевонариевым [3]. В сочетании с тем, что почвы региона также в различной степени засолены (от незасоленных и слабозасоленных сероземов светлых до солончаков), это постепенно приводит к повышенному накоплению солей в верхней части почвы, которые периодически промываются зимними промывками. Процесс промывки заключается в том, что поверхность поля затопляется водой на определенный срок, после чего вода откачивается и сбрасывается посредством отводных каналов в Сырдарью. В зависимости от степени засоления промывку производят различными промывными нормами. При сильном и очень сильном засолении на промывку подают от 8 до 12 тыс. м³ воды/га. Этот объем воды подают за 2–3 такта по 4000 м³ воды. Это обычно делают с декабря по март. При средней степени засоления подают от 4 до 8 тыс. м³ воды/га с января по март. При незасоленной или слабозасоленной почве подобные промывки обычно не проводят, а почва промывается за счет некоторого увеличения поливных норм [9]. По мере накопления солей в почве промывки повторяют или на следующий год, или через несколько лет.

Таким образом, засоление почв на территории исследований очень динамично. На фоне естественного засоления наблюдаются процессы накопления солей в верхней части почв и их периодического удаления промывками. Кроме того, засоление почв изменяется в результате весенней влагозарядки почв. Все это приводит к тому, что естественный фон засоления почв значительно осложняется накоплением солей в процессе возделывания культур, промывками и влагозарядками, которые индивидуальны для каждого поля. Это создает пестроту засоления почв территории исследований, которая очень динамична во времени.

В основе метода детектирования засоления почв на территории исследований лежит идея, что частота промывок почв от солей может служить обобщенным индикатором их засоления.

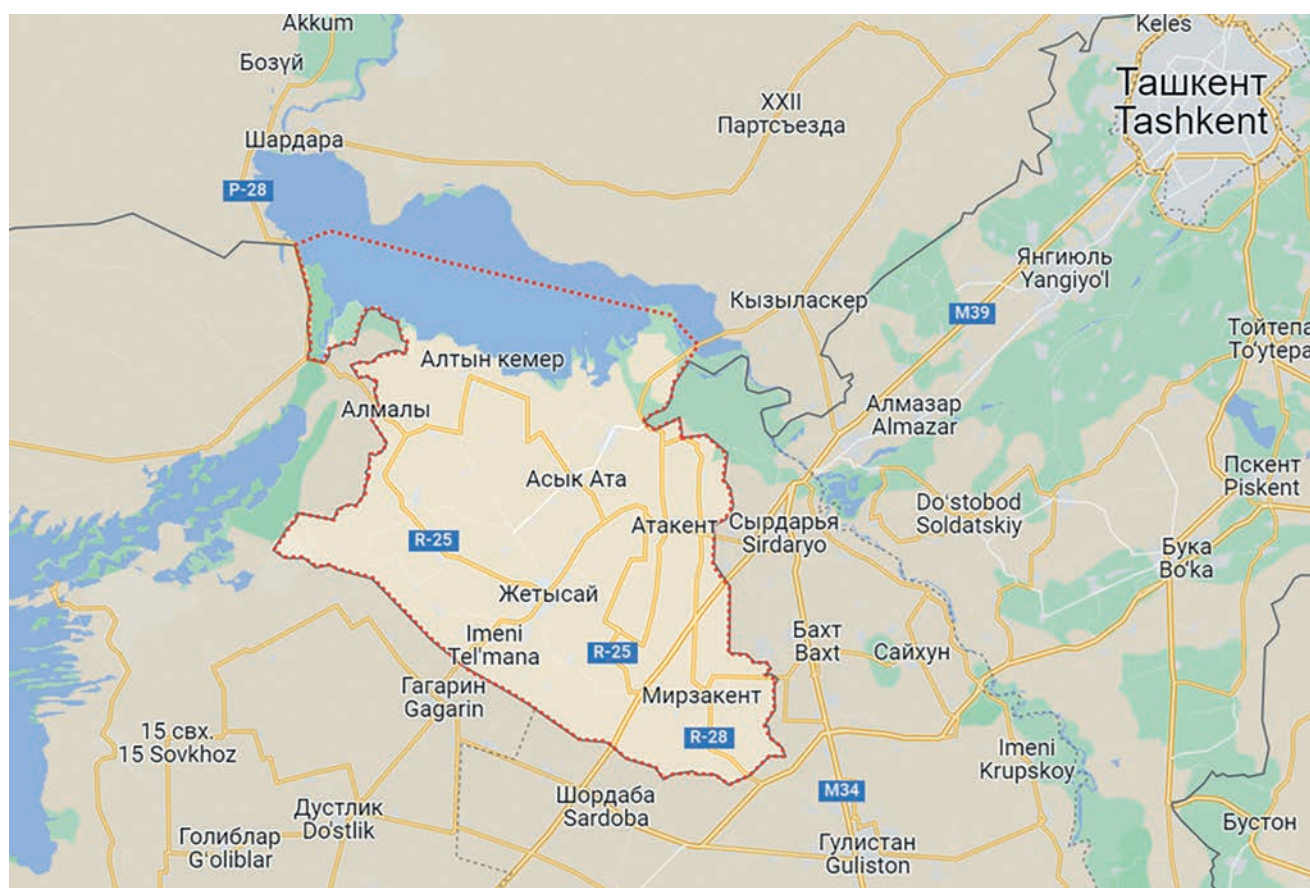


Рис. 1. Расположение территории исследований.

Эта идея базируется на том, что промывка осуществляется лишь тогда, когда в почвах накоплено такое количество солей, которое приводит к резкому снижению урожая.

Более частые промывки полей сигнализируют о том, что почвы поля быстро восстанавливают уровень засоления, критичный для возделывания культур. Более редкие промывки являются индикатором более слабого засоления почв. Их отсутствие говорит о том, что почвы не засолены или засоление настолько слабо, что не оказывает влияние на урожайность сельскохозяйственных культур.

Таким образом, анализ частоты зимних промывок почв за последние годы позволяет обобщенно оценить уровень их засоления, учитывая косвенно скорость восстановления уровня засоления после очередной промывки. Результаты подобного анализа получаются в обобщенном виде на уровне отдельных полей.

Зимние промывки на полях региона исследований выявляли с помощью автоматизированного анализа спутниковых данных. Источником спутниковой информации служили архивы Google-Earth-Engine (GEE). Использовали данные спутников Landsat-8 OLI (разрешение 30 м) и Sen-

tinel-1,2 (разрешение от 20 м) за период съемки январь—февраль 2016—2022 гг. На каждом изображении выделяли водную поверхность. Полученные за год (январь—февраль) водные маски отдельных изображений объединяли в суммарную маску водной поверхности для каждого года.

Данные обрабатывали в формате облачных вычислений в среде GEE. Методика выделения водной поверхности основана на пороговых алгоритмах. По оптическим данным спутников Landsat-8 и Sentinel-2 строили индекс NDWI (Normalized Difference Water Index) [13, 22, 26, 33], и через пороговое значение индекса, которое устанавливалось экспертно, формировали маску открытой водной поверхности. Дополнительно использовали радарные данные Sentinel-1. На базе двух поляризаций (VV и VH) создавали отдельный канал с минимальными значениями отражения в этих двух поляризациях. Затем для выделения водного зеркала применяли пороговую классификацию, с последующей фильтрацией остаточных спекл-шумов [18]. Маски открытой водной поверхности, построенные по оптическим и радарным данным, объединяли. Таким образом были получены маски открытой водной поверхности для

Таблица 1. Экспертные правила для оценки актуальной засоленности почв

Время после последней промывки, лет	Частота промывок					
	каждый год	раз в 2 года	раз в 3 года	раз в 4 года	раз в 5 лет	раз в 6–7 лет
0	Отсутствует или слабое	Отсутствует или слабое	Отсутствует или слабое	Отсутствует или слабое	Отсутствует или слабое	Отсутствует или слабое
1	—	Сильное или очень сильное	Среднее	Отсутствует или слабое	Отсутствует или слабое	Отсутствует или слабое
2	—	—	Сильное или очень сильное	Среднее	Отсутствует или слабое	Отсутствует или слабое
3	—	—	—	Сильное или очень сильное	Среднее	Отсутствует или слабое
4	—	—	—	—	Сильное или очень сильное	Среднее
5 и более	—	—	—	—	—	Сильное или очень сильное

всех анализируемых лет для периода январь–февраль. После этого полученные маски последовательно пересекали друг с другом с целью получения данных о водной поверхности в годовой динамике.

Полученную информацию анализировали с точки зрения периодичности промывок, а также количества лет, прошедших после последней промывки. Периодичность промывок использовали в качестве показателя общего уровня засоленности пахотных почв. Считалось, что чем чаще проводят промывку, тем более высок уровень общего засоления почв. Отсутствие промывок индицирует отсутствие больших проблем с вторичным засолением. В этом случае, если вторичное засоление и присутствует, то оно находится на уровне, который не приводит к большим (неприемлемым) потерям урожайности сельскохозяйственных культур. Этот подход базируется на данных Аверьянова [1] и Айдарова [2], которые установили, что солевой режим светлых сероземов Голодной степи напрямую связан с режимом влажности почвы и грунтовыми водами, так как передвижение водорастворимых солей происходит с водой.

В зависимости от частоты промывок на поле и от года последней промывки экспертно определяли уровень засоленности корнеобитаемой толщи почв. Считали, что если промывка была в текущем году, то корнеобитаемая толща почв не засолена или слабо засолена (уровень засоления почв вполне приемлем для возделывания сельскохозяйственных культур). В остальных случаях использовали экспертные правила, отраженные в табл. 1.

Полученные результаты анализа визуализировали в виде карт, обобщали для сельскохозяйственных округов территории исследований и

сравнивались с сельскохозяйственной статистикой, полученной на основе полевых обследований по заданию Министерства сельского хозяйства Республики Казахстан (МСХ РК). Подобные оценки делаются для каждого сельскохозяйственного округа на основе наземных изысканий специализированных государственных предприятий (на территории исследований это «Южно-Казахстанская геолого-мелиоративная экспедиция, МСХ РК»). Засоленность пашни на каждом поле оценивается по состоянию на 1 января. В работе использовали информацию периода 2016–2021 гг. Для оценки общего уровня засоления почв применяли средние данные за период 2016–2021 гг., а для оценки актуального засоления в 2021 г. — данные обследований за 2021 г.

Формат описания степени засоления поливной пашни в полевых условиях с указанием размеров площадей включал пять классов: незасоленная; слабозасоленная; средnezасоленная; сильнозасоленная; очень сильно засоленная, что соответствует принципам описания засоления пашни по критериям ФАО [7]. В настоящей работе классы незасоленная и слабозасоленная, а также классы сильнозасоленная и очень сильно засоленная объединяли в классы незасоленная и слабозасоленная и сильно и очень сильно засоленная.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ спутниковых данных показал, что около 45% территории региона исследований вообще не подвержено промывкам, около 14% промывается только один раз в 7 лет, около 9% промывается 2 раза в 7 лет. Каждый год промывается около 4% всех орошаемых почв. Три, четыре, пять и шесть раз за 7 лет промывается по 6–8% почв. Пространственное представление этой информации в

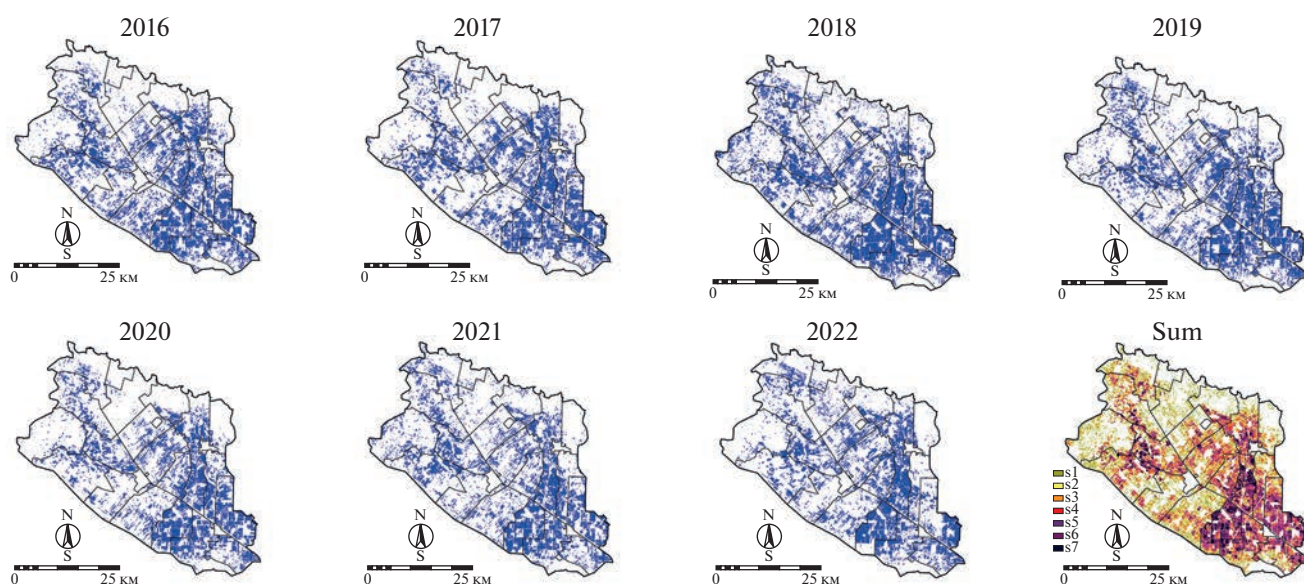


Рис. 2. Карты промывок на полях региона исследований за период 2016–2022 гг. (синий цвет — промывка, sum — среднее количество промывок в расчете на год).

виде карт приведено на рис. 2, судя по которому наиболее часто промываются почвы юго-восточной части района.

Исходя из того, что промывка почв проводится тогда, когда содержание солей в них становится неприемлемо высоким, можно считать, что промываются почвы в состоянии сильного или очень сильного засоления. После промывки содержание солей в них опускается до минимума, и они становятся незасоленными или слабозасоленными. Таким образом, частоту промывок можно использовать как индикатор степени общей засоленности почв. Следовательно, чем чаще почвы подлежат промывке, тем выше уровень их общего засоления (под “общим засолением” понимаем уровень содержания в почве солей, если их не промывать). И наоборот, если почвы редко промываются, то общее содержание солей в них низкое. Базируясь на этих рассуждениях, была построена карта общего засоления почв региона (рис. 3).

На данную схему нанесены границы почвенно-географических выделов почвенной карты Казахской ССР [12]. Видно, что почвы с наибольшим общим засолением в основном приурочены к ареалу лугово-сероземных почв в сочетании с луговыми солончаками. Почвы этого выдела на территории исследований действительно являются самыми засоленными. А среди светлых сероземов, согласно рис. 3, в целом в большей степени засолены более тяжелые по гранулометрическому составу разновидности, что логично. Данное сопоставление не является оптимальным из-за мелкого масштаба карты-сравнения. К со-

жалению, сведений о наличии почвенных карт более крупного масштаба территории исследований обнаружить не удалось.

В результате промывок общий уровень засоленности почв уменьшается на какое-то время и затем постепенно восстанавливается до следующей промывки. Таким образом, кроме общей засоленности почв, которая обычно и отражается на почвенной карте, на основе используемого подхода можно ежегодно весной строить карты актуальной засоленности с учетом частоты промывок и срока после последней промывки. На основе экспертных правил, приведенных в табл. 1, была построена карта актуальной засоленности орошаемых почв региона на весну 2021 г. (рис. 4).

Согласно построенным картам на территории исследований сильно и очень сильно засоленных орошаемых почв общей засоленности около 10%, средней засоленности около 31% и слабой засоленности около 14%. А на карте актуальной засоленности на весну 2021 г. сильно и очень сильно засоленных орошаемых почв было более 12%, средnezасоленных — около 16% и слабой засоленности — около 24%. Таким образом, актуальная засоленность орошаемых почв весной 2021 г. на территории исследований была меньше общей засоленности. Теоретически актуальная засоленность орошаемых почв на территории исследований каждый год должна быть ниже общей засоленности. Но география почв разной засоленности меняется от года к году в зависимости от истории промывок почв на полях.

Сравнение полученных данных об актуальной засоленности весной 2021 г. с данными полевых

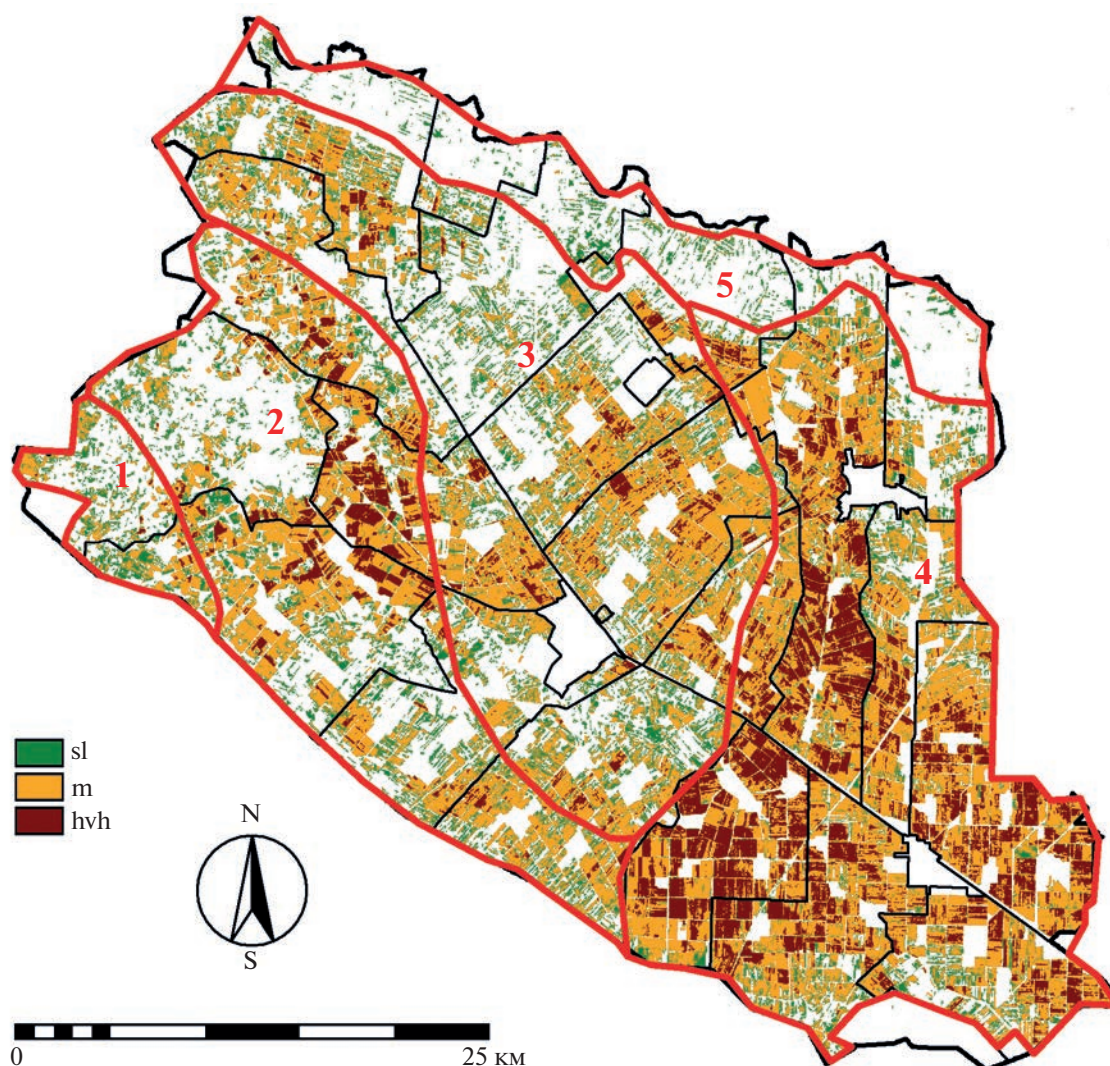


Рис. 3. Средняя многолетняя засоленность почв (sl – незасоленные и слабозасоленные, m – средnezасоленные, hvh – сильно и очень сильно засоленные, красные линии – границы выделов почвенной карты: 1 – сероземы светлые супесчаные и песчаные, 2 – сероземы светлые суглинистые, 3 – сероземы светлые легкосуглинистые, 4 – лугово-сероземные с солончаками луговыми, 5 – вода).

обследований в разрезе нескольких сельскохозяйственных округов (для которых были в наличии данные полевых обследований) приведено в табл. 2.

Видно, что разница между спутниковыми данными и результатами полевого обследования достаточно велика, хотя порядок величин вполне сопоставим. Эта разница может быть обусловлена целым рядом причин. Во-первых, результаты спутникового мониторинга получены для весеннего времени 2021 г., а конкретное время получения полевых данных неизвестно. Во-вторых, приведенные данные полевых обследований (табл. 2) характеризуют пахотный горизонт почв, в то время как результаты спутникового мониторинга относятся ко всему потенциально корнеобитаемо-

му слою почв. В-третьих, границы классов засоленности для полевых данных и спутникового анализа могут немного отличаться друг от друга. Могут быть и другие, не упомянутые выше, причины наблюдаемых расхождений.

Предложенный подход достаточно просто реализуем. Это связано с наличием в настоящее время необходимой для него спутниковой информации, которая может получаться раз в несколько дней с достаточным пространственным разрешением. Кроме того, подход базируется на детектировании по спутниковым данным водной поверхности, сигнал от которой в настоящий момент обнаруживается наиболее надежно из всех объектов наземного покрова [34].

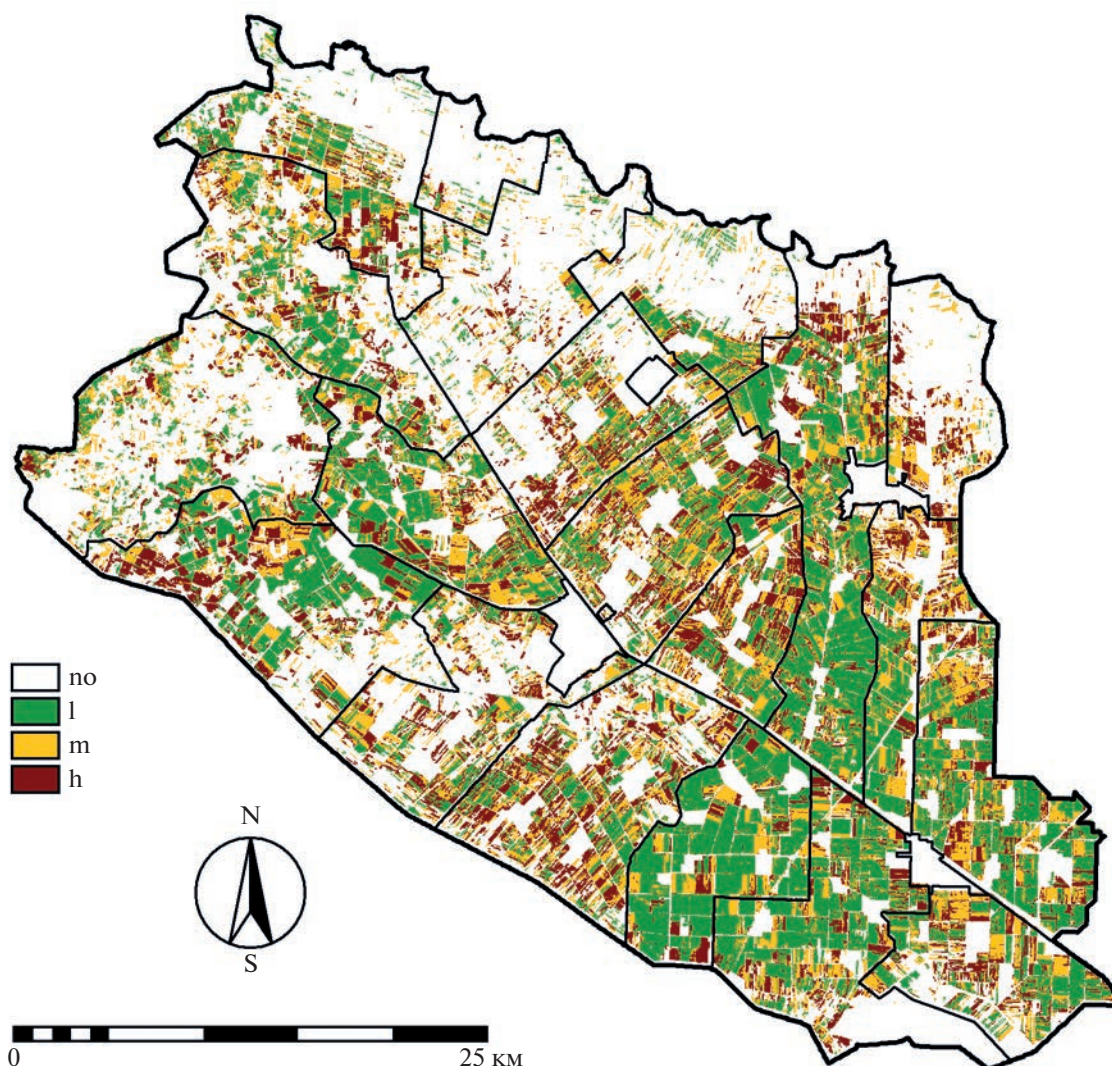


Рис. 4. Засоленность орошаемых почв весной 2021 г. (l — отсутствует или слабая, m — средняя, h — сильная и очень сильная, no — нет орошения).

От традиционных методов полевого обследования [7] подход отличается оперативностью (одновременное получение информации на большой территории), низкой затратностью (исключением полевых и аналитических работ) и воспроизводимостью (на основе одного и того же алгоритма можно анализировать изображения разных сроков съемки). Но он не может рассматриваться в качестве замены традиционных подходов. Он предназначен лишь для получения оперативной информации для большой территории, хотя и с потерей качества относительно традиционных подходов.

Методы, основанные на детектировании засоленности почв по изображению их открытой поверхности или по изображению растительности на полях, на данных многоканальной или гиперспектральной съемки также требуют проведения

полевых работ и проведение съемки в безоблачную погоду в узкие промежутки времени [11, 30].

Спецификой разработанного подхода является то, что классы засоленности почв, используемые для их оценки, во многих случаях не соответствуют общепринятым классам в терминах ФАО [7] или отечественной классификации почв по засоленности [14]. Классы по степени засоленности почв в предложенном подходе больше связаны с экологическими требованиями возделываемых культур и с их физиологией, чем с конкретным содержанием солей в том или ином горизонте почв. То есть к сильно и очень сильно засоленным почвам в данном подходе фактически отнесены почвы, на которых возделывание сельскохозяйственных культур из-за высокого уровня содержания солей в корнеобитаемом слое стало невозможным. К средnezасоленным отнесены

Таблица 2. Сравнение данных спутниковой оценки актуальной засоленности почв в 2021 г. (число в числителе) и данных полевых обследований (число в знаменателе) (разная степень округления чисел связана с разной точностью методов, использованных для их получения)

Сельскохозяйственный округ	Актуальная степень засоленности орошаемых почв, % от орошаемых почв		
	незасоленные и слабозасоленные	среднезасоленные	сильно и очень сильно засоленные
Жана Ауыл	61/56.6	28/29.9	11/13.5
Атамекен	62/80.7	20/11.8	18/7.5
Макталы	58/72.3	33/17.2	11/10.5
Казыбекби	56/57.6	33/23.3	11/19.1
Жамбыл	73/78.0	17/12.4	10/9.7
Мактарал	65/70.9	29/16.3	6/12.8

почвы, засоленность которых еще позволяет возделывать культуры, но их развитие и урожайность уже страдают от засоленности почв. К слабозасоленным отнесены почвы, уровень засоленности которых в корнеобитаемой толще практически не влияет на развитие и урожайность сельскохозяйственных культур. Этим предложенный подход отличается от других подходов, основанных на анализе спутниковых данных, в которых авторы определяют засоленность почв лишь в поверхностном горизонте почв [15, 16].

Оценка засоленности почв в предложенном подходе проводится не на анализе содержания в почвах солей или на основе картографирования почвенных выделов с использованием какой-либо классификации почв, а фактически на основе влияния засоленности почв на возможность возделывания сельскохозяйственных культур. Следовательно, критерием засоленности выступает не содержание солей в почве в абсолютных величинах и не их химический состав, а реакция на содержание солей и типа засоления в корнеобитаемой толще почв посевов сельскохозяйственных культур. Таким образом, подобный подход к мониторингу засоленности почв может быть отнесен к косвенным, при котором уровень засоленности почв оценивается по частоте промывок и времени последней промывки почв от солей, и с учетом влияния засоленности почв на состояние посевов. Методы косвенного картографирования почв давно широко используются при дешифрировании почв по характеру изображения растительного покрова на данных дистанционного зондирования [5, 8]. В последнее время появляются подобные исследования и для пахотных угодий с культурной растительностью [10, 28]. Но в нашем случае растительность на полях не анализируется. Учитывается лишь частота промывок в качестве косвенного индикатора общего уровня засоленности почв, а также год последней промывки как косвенный показатель актуальной засоленности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложен методический подход, который позволяет косвенно по многолетним архивам спутниковых данных оценивать степень засоленности орошаемых почв на территории исследований. Подход базируется на анализе многолетней частоты промывок орошаемых полей и годе последней промывки, которые детектируются по присутствию открытой водной поверхности на полях в зимний период года.

Апробация подхода на примере Мактааральского района Туркестанской области Казахстана показала хорошее сходство результатов оценки засоленности, полученных на основе анализа предложенного подхода и результатов полевых обследований.

Получаемые на основе предложенного подхода карты засоленности почв в целом коррелируют с почвенно-картографическими выделами традиционной составленной мелкомасштабной почвенной карты, несмотря на ее сильную генерализованность. Существующие отличия связаны в основном с тем, что градации засоленности почв в предложенном подходе отличаются от градаций засоленности почв в рамках общепринятых классификаций засоленности почв или градаций засоленности почв ФАО.

Несмотря на это, предложенный подход позволяет осуществлять оперативный и низкочастотный мониторинг засоленности орошаемых почв региона исследований. Использование подобного подхода на других территориях, где практикуется зимние промывки затоплением, возможно без дополнительных исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке грантового и программно-целевого финансирования Комитета науки, Министерства науки и высшего образования Республики Казахстан, проекты AP14871126 и BR10965172.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы декларируют отсутствие конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аверьянов С.Ф.* Борьба с засолением орошаемых земель. М.: Колос, 1978. 288 с.
2. *Айдаров И.П.* Регулирование водно-солевого и пищевого режимов орошаемых земель. М.: Агропромиздат. 1985. 275 с.
3. *Аширбеков М.Ж.* Солевой режим и эксплуатационная промывка почвы в хлопковом севообороте староорошаемой зоны Голодной степи // Вестник Алтайского ГАУ. 2014. № 5. С. 89–96.
4. *Аширбеков М.Ж., Дригидер В.К.* Урожайность и качество хлопчатника в зависимости от размещения в севообороте на орошаемых сероземах Южного Казахстана // Вестник АПК Ставрополя. 2018. № 1. С. 73–77.
5. *Андроников В.Л.* Аэрокосмические методы изучения почв. М.: Колос, 1979. 280 с.
6. *Боровский В.М.* Формирование засоленных почв и галогеохимические провинции Казахстана. Алма-Ата: Акад. наук Каз. ССР. 1982. 254 с.
7. *Варгас Р., Панкова Е.И., Балюк С.А., Красильников П.В., Хасанханова Г.М.* Руководство по управлению засоленными почвами. Рим: ФАО, 2017. 153 с.
8. *Востокова Е.А., Шевченко Л.А., Сущеня В.А.* Картографирование по космическим снимкам и охрана окружающей среды. М.: Недра, 1982. 251 с.
9. *Рамазанов А., Якубов Х.* Промывные и влагозарядные поливы. Ташкент: Мехнат, 1988. 192 с.
10. *Савин И.Ю., Бербеков С.А., Тутукова Д.А.* Комплексная оценка неоднородности почвенного покрова по состоянию посевов // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2022. № 113. С. 31–57. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2022-113-31-57>
11. *Савин И.Ю., Отаров А., Жоголев А.В., Ибраева М.А., Дуйсеков С.* Выявление многолетних изменений площади засоленных почв Шаульдерского орошаемого массива по космическим снимкам Landsat // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2014. № 74. С. 49–65. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2014-74-49-65>
12. *Успанов У.У.* (отв. ред). Почвенная карта Казахской ССР. М-б 1 : 2 500 000. М.: ГУГК, 1976.
13. *Шинкаренко С.С., Солодовников Д.А., Барталев С.А., Васильченко А.А., Выприцкий А.А.* Динамика площадей водохранилищ полуострова Крым // Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса. 2021. Т. 18. № 5. С. 226–241. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-5-226-241>
14. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
15. *Abdel Rahman M.A.E., Afifi A.A., D'Antonio P., Gabr S.S., Scopa A.* Detecting and mapping salt-affected soil with arid integrated indices in feature space using multi-temporal landsat imagery // Remote Sens. 2022. V. 14. P. 2599. <https://doi.org/10.3390/rs14112599>
16. *Allbed A., Kumar L.* Soil Salinity mapping and monitoring in arid and semi-arid regions using remote sensing technology: A Review. Advances in remote sensing. 2013. V. 2. P. 373–385. <https://doi.org/10.4236/ars.2013.24040>
17. *Chen Y., Du Y., Yin H., Wang H., Chen H., Li X., Zhang Z., Chen J.* Radar remote sensing-based inversion model of soil salt content at different depths under vegetation // PeerJ. 2022. V. 10. P. e13306. <https://doi.org/10.7717/peerj.13306>
18. *Craig M., Merchant M., Boychuk L., Hopkinson Ch., Brisco B.* Automated SAR image thresholds for water mask production in Alberta's Boreal Region // Remote Sens. 2020. V. 12. P. 2223. <https://doi.org/10.3390/rs12142223>
19. *FAO.* The World Map of Salt Affected Soil [WWW Document]. 2021. URL <https://www.fao.org/soils-portal/data-hub/soil-maps-and-databases/global-map-of-salt-affected-soils/en/> (accessed 12.03.23)
20. *Iqbal F.* Detection of salt affected soil in rice-wheat area using satellite image // African J. Agricult. Res. 2011. V. 6. P. 4973–4982.
21. *Kraamwinkel C.T., Beaulieu A., Dias T., Howison R.A.* Planetary limits to soil degradation // Commun Earth Environ. 2021. V. 2. P. 249. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00323-3>
22. *McFeeters S.K.* The use of the normalized difference water index (NDWI) in the delineation of open water features // Intern. J. Remote Sensing. 1996. V. 17. № 7. P. 1425–1432. <https://doi.org/10.1080/01431169608948714>
23. *Metternicht G., Zinck J.A.* Remote sensing of soil salinity: Potentials and constraints // Remote Sensing of Environment. 2003. V. 85. P. 1–20. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00188-8](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00188-8)
24. *Nguyen K.A., Liou Y.A., Tran H.P., Hoang P.P., Nguyen T.H.* Soil salinity assessment by using near-infrared channel and vegetation soil salinity index derived from Landsat 8 OLI data: a case study in the Tra Vinh Province, Mekong Delta, Vietnam // Prog Earth Planet Sci. 2020. V. 7. P. 1. <https://doi.org/10.1186/s40645-019-0311-0>
25. *Otarov A., Ibrayeva M.A., Usipbekov M., Wilkomirski B., Suska-Malawska M.* Brief description of soil surface and analysis of current state of soil fertility in South Kazakhstan region // J. Soil Sci. Agrochem. 2008. № 1. P. 68–76.
26. *Özelkan E.* Water Body Detection analysis using NDWI indices derived from Landsat-8 OLI // Pol. J. Environ. Stud. 2020. V. 29. P. 1759–1769. <https://doi.org/10.15244/pjoes/110447>
27. *Panagos P., Van Liedekerke M., Borrelli P., Köninger J., Ballabio C., Orgiazzi A., Lugato E., Liakos L., Hervas J., Jones A. Montanarella L.* European soil data centre 2.0: Soil data and knowledge in support of the EU policies // Eur. J. Soil Sci. 2022. V. 73. P. e13315. <https://doi.org/10.1111/ejss.13315>
28. *Savin I., Avetyan S., Shishkonakova E.* Secondary Salinization of Soils in Russia // IOP Conf. Ser.: Earth En-

- viron. Sci. 2021. V. 690. P. 012024.
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/690/1/012024>
29. Savin I. Y., Savenkova E. V., Kucher D. E., Tutukova D. A., Berbekov S. A. Assessment of soil cover contrasts on arable land using Sentinel-2 images // *Eurasian Soil Sci.* 2021. V. 54. P. 1619–1628.
 30. Scudiero E., Corwin D. L., Anderson R. G., Skaggs T. H. Moving forward on remote sensing of soil salinity at regional scale // *Front. Environ. Sci.* 2016. V. 4. P. 65.
<https://doi.org/10.3389/fenvs.2016.00065>
 31. Wang J., Peng J., Li H., Yin C., Liu W., Wang T., Zhang H. Soil salinity mapping using machine learning algorithms with the Sentinel-2 MSI in arid areas, China // *Remote Sensing.* 2021. V. 13. P. 305.
<https://doi.org/10.3390/rs13020305>
 32. Wu W. A Brief review on soil salinity mapping by optical and radar remote sensing // *Research Developments in Saline Agriculture.* Singapore: Springer, 2019. P. 53–65.
https://doi.org/10.1007/978-981-13-5832-6_2
 33. Xiucheng Y., Zhao S., Qin X., Zhao N., Liang L. Mapping of urban surface water bodies from Sentinel-2 MSI Imagery at 10 m Resolution via NDWI-based image sharpening // *Remote Sensing.* 2017. V. 9. P. 596.
<https://doi.org/10.3390/rs9060596>
 34. Yang L., Driscoll J., Sarigai S., Wu Q., Lippitt C. D., Morgan M. Towards synoptic water monitoring systems: a review of ai methods for automating water body detection and water quality monitoring using remote sensing // *Sensors.* 2022. V. 22. P. 2416.
<https://doi.org/10.3390/s22062416>

Satellite Monitoring of Salinization of Irrigated Soils in South Kazakhstan

I. Yu. Savin^{1, 2, *}, A. G. Terekhov³, E. N. Amirgaliev³, and G. N. Sagatdinova³

¹*V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*

²*Institute of Environmental Engineering of RUDN University, Moscow, 115093 Russia*

³*Institute of Information and Computing Technology, Almaty, 050010 Kazakhstan*

*e-mail: savin_iyu@esoil.ru

The results of approbation of new approaches to monitoring and forecasting of soil salinity of irrigated soils, based on indirect detection of soil salinity using multi-year archives of satellite data, are presented. Research was carried out on example of irrigated lands of Maktaaral district of Turkestan region of the Republic of Kazakhstan. As an indicator of soil salinity level frequency and terms of soil leaching from salts are used, which are identified on the basis of multi-year archives of satellite data Sentinel-1,2 and Landsat-8 (from 2016 to 2022). Information about the frequency of soil leaching from salts and the year of the last leaching allowed ranking the fields by the degree of soil salinity. Comparison of the obtained information with the fine-scale soil map and with statistical data based on field surveys of the fields showed a good level of similarity of the soil salinity level of the test region. A similar approach can be used for other regions with irrigated soils subjected to secondary salinization. It does not require additional adaptation and is based on simple algorithms of recognition from satellite data of water surface.

Keywords: salt flushing, Sentinel-2, Landsat, saline soils, NDVI

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.4:574.4:504.06

АНАЛИЗ ЭКОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОЧВ ДЛЯ МОНИТОРИНГА ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ В ЗОНЕ ХВОЙНО-ШИРОКОЛИСТВЕННЫХ ЛЕСОВ

© 2023 г. Г. Н. Копцик^а, * (ORCID: 0000-0003-4142-3571), И. Е. Смирнова^а, С. В. Копцик^б

^аФакультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, Москва, 119991 Россия

^бФизический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, Москва, 119991 Россия

*e-mail: kopsikg@mail.ru

Поступила в редакцию 30.03.2023 г.

После доработки 26.05.2023 г.

Принята к публикации 27.05.2023 г.

Достоверная оценка состава и свойств почв в лесных экосистемах является основой экологического мониторинга, включая мониторинг пулов и потоков углерода, приобретающего особое значение в условиях глобальных изменений природной среды и климата. Проанализированы эколого-генетические особенности и уточнена классификационная принадлежность почв на стационарных участках интенсивного мониторинга в основных типах лесных экосистем государственного природного заказника “Звенигородская биостанция МГУ и карьер Сима” (Московская область, Россия). Мониторинг почв организован и проводится с учетом рекомендаций Международной совместной программы по оценке и мониторингу воздействия загрязнения воздуха на леса (ICP Forests). Доминирующие в почвенном покрове заказника элювоземы и дерново-элювоземы на двучленных отложениях характеризуются легким гранулометрическим составом (содержание илистой фракции <0.002 мм 3.3–7.0%), кислой реакцией (pH_{H_2O} 4.6–5.7), низкой емкостью катионного обмена, невысоким содержанием обменных оснований (0.6–7.5 смоль(+)/кг в минеральных горизонтах и 30–52 смоль(+)/кг в подстилке) и низкой степенью насыщенности (11–51 и 49–67% соответственно). Содержание потенциально токсичных металлов (Pb, Cd, Cu, Ni и Zn) в почвах заказника не превышает фоновых уровней. Экологическое состояние почв, оцененное на основании совокупности их химических и физических свойств, улучшается в ряду: элювозем контактно-осветленный — дерново-элювозем псевдофибровый — дерново-элювозем ожежененный, влияя на функционирование и устойчивость лесных экосистем к внешним воздействиям в условиях нарастающей антропогенной нагрузки и изменения климата.

Ключевые слова: экологическое состояние почв, элювозем, дерново-элювозем, Dystric Cambisol, двучленные породы, хвойно-широколиственные леса, Звенигородская биостанция МГУ

DOI: 10.31857/S0032180X23600592, **EDN:** UKBCZF

ВВЕДЕНИЕ

Современное состояние и динамика лесных экосистем в условиях изменения климата отражают совокупное воздействие многочисленных факторов, включающих метеорологические и почвенные условия, патологические агенты, лесные пожары и загрязнение окружающей среды [22, 26, 34]. Нарушения лесных экосистем могут быть в значительной степени связаны с состоянием почв, их питательным режимом и уровнем загрязнения [26]. Изменения свойств почв в результате антропогенного подкисления, истощения или загрязнения способны оказать влияние на структуру, функционирование и динамику растительных сообществ. Поскольку основные изменения почв приурочены к слою лесной подстилки и верхним минеральным горизонтам, особый

стресс от негативного воздействия могут испытывать деревья с поверхностной корневой системой, в том числе ель, древесный подрост и напочвенный покров. Дополнительный вклад в угнетение лесного фитоценоза вносит нарушение микоризообразования, которое играет важную роль в обеспечении древесных растений питательными веществами [17]. Изменение эдафических условий может также затруднять прорастание семян и, следовательно, нарушать процессы естественного возобновления в растительном сообществе. В итоге свойства почв, прямо или косвенно, могут влиять на климаторегулирующие функции лесных экосистем, их способность к поглощению углерода. Внимание к эдафическим аспектам нашло отражение в учении об экологических функциях почв, экологическом почвоведении [5] и

эдафологии — науке о почве как среде обитания живых организмов [19]. Прикладная значимость изучения разнообразия и современной динамики свойств лесных почв обусловлена востребованностью в лесоводстве и природопользовании в целом [19], в поддержании биоразнообразия [26, 28], в оценках последствий природных и антропогенных нарушений [25–27, 35] и трансформации экосистем в условиях глобальных изменений природной среды и климата [19, 34, 36].

В этой связи большое значение приобретает проведение длительного систематического мониторинга почв в лесных экосистемах. К настоящему времени национальная оценка состояния лесов на основе полевой инвентаризации и/или дистанционного зондирования проведена в 112 странах, охватывающих 83% площади лесов мира [29]. Однако лесным почвам уделяется недостаточно внимания. Наиболее представительной является Международная совместная программа по оценке и мониторингу воздействия загрязнения воздуха на леса (ICP Forests), действующая в Европе с 1985 г. в рамках Конвенции о трансграничном загрязнении воздуха на большие расстояния. ICP Forests включает экстенсивный (около 6000 участков в сети 16 × 16 км) и интенсивный (около 860 участков в основных типах лесных экосистем) мониторинг [27, 35]. В России, обладающей пятой частью лесов мира [30], необходимость мониторинга окружающей среды закреплена законодательно на федеральном (Федеральный закон “Об охране окружающей среды” № 7-ФЗ от 10.01.2002 (ред. от 30.12.2021)) и региональном (“Об охране окружающей среды в Московской области” № 16/202-П от 13.12.2006) уровнях. Дальнейшее развитие вопросы мониторинга состояния окружающей среды и климата получили в недавно принятой Федеральной научно-технической программе в области экологического развития Российской Федерации и климатических изменений на 2021–2030 гг.

В целом экологическая ситуация Центральной эколого-экономической зоны Московской области, куда входит район исследований, уже к концу XX в. имела кризисный характер, природные системы практически полностью утратили способность к самовосстановлению, в земельном фонде возросла доля антропогенно-измененных почв, снизилась доля почв ненарушенных природных ландшафтов [13]. Государственный природный заказник “Звенигородская биостанция МГУ и карьер Сима” (ЗБС) — уникальный природный комплекс, сохранивший, несмотря на близость к Москве, высокое биологическое разнообразие [15]. Лесные экосистемы заказника являются эталоном для территории области. Одновременно заказник служит учебно-научной базой Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Проведение на

территории заказника интенсивного почвенно-экологического мониторинга в соответствии с рекомендациями ICP Forests позволяет получить объективную и полную информацию о состоянии лесных экосистем по единым международным принципам и методам [9].

Цель работы — анализ эколого-генетических особенностей лесных почв для уточнения их классификационной принадлежности и оценки устойчивости к внешним воздействиям в условиях изменений как природных, так и антропогенных факторов.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Природные условия. Государственный природный заказник “Звенигородская биостанция МГУ и карьер Сима” расположен в южной части Смоленско-Московской возвышенности вне пределов распространения последнего оледенения. На его территории отчетливо выделяются водораздельное плато, древние террасы и современная пойма р. Москвы. Водораздельное плато покрыто мощным чехлом среднеплейстоценовых флювиогляциальных отложений, представленных песками с редкой галькой. В западной части плато выходящие на поверхность флювиогляциальные отложения, в верхней части супесчаные, служат почвообразующими породами. В восточной части территории они прикрыты маломощным (30–40 см) чехлом отсортированного суглинка; почвообразующие породы представлены здесь двучленным наносом [16].

Район Звенигорода входит в зону хвойно-широколиственных лесов. 83% площади биостанции (600 га), занятые водоразделом, покрыты преимущественно хвойными лесами, прежде всего еловыми [15]. В настоящее время роль еловых лесов заметно снизилась в связи с массовой гибелью ели, распадом еловых древостоев и санитарными рубками. Распространены смешанные леса, березняки и осинники.

Почвенный покров характеризуется значительным разнообразием. На пестрых почвообразующих породах водораздельного плато распространены почвы подзолистого, дерново-глеевого, болотно-подзолистого и торфяных болотных типов [4, 8, 10, 11, 16]. Нынешний облик, свойства и разнообразие почв обусловлены сочетанием различных природных и антропогенных факторов, действовавших на протяжении последних тысячелетий. Биомы лесостепи и широколиственных лесов, распространенные здесь в первой половине голоцена, во второй половине сменились южно-таежными, а темногумусовые почвы — серогумусовыми и дерново-подзолистыми; в последние века в пойме сформировались аллювиальные почвы [1]. Издавна происходило массовое выжи-

гание лесов под пастбища, а позднее — и под пашню. Современный лесной покров на территории ЗБС сформировался под влиянием выборочных и сплошнолесосечных рубок XIX в. и сельскохозяйственной деятельности, в том числе выпаса и ежегодного сенокосения [2].

Контрольные участки мониторинга были заложены в основных типах лесных экосистем водораздельного плато (табл. 1).

Полевые методы. Исследование твердой фазы почв проводили в соответствии с рекомендациями международной программы мониторинга ICP Forests [24, 32]. Образцы почв отбирали на каждом из трех участков мониторинга размером 30×40 м, разбитых на квадраты 10×10 м, в 24-кратной повторности. Точки отбора выбирали систематическим случайным образом. Образцы отбирали с помощью бура из подстилки и с глубин 0–5, 5–10, 10–20, 20–40, 40–80 см; указанные унифицированные глубины в первом приближении соответствовали генетическим горизонтам исследованных почв. Для химических анализов 24 индивидуальных образца каждого горизонта объединяли по шесть в четыре смешанных образца. Всего в трех типах лесных экосистем отобрали 432 индивидуальных образца почв, из которых приготовили 72 смешанных образца почв для анализов. Перед анализами образцы просеивали через сито с диаметром отверстий 2 мм.

Аналитические методы. Гранулометрический состав определяли методом пипетки по соотношению содержания трех фракций: <0.002 , $0.002–0.063$ и $0.063–2$ мм. Удаление цементирующих компонентов проводили 30%-ным раствором H_2O_2 . Для диспергации использовали 3.3% ($NaPO_3$)₆ и 0.7% Na_2CO_3 .

Экстракцию элементов (Ca, Mg, K, Na, Al, Fe, Mn, Cd, Cu, Ni, Pb, Zn) для определения их “псевдовалового” содержания проводили смесью концентрированных соляной и азотной кислот в соотношении 3 : 1 (“царская водка”, международный стандарт ISO 11466). Содержание металлов определяли после окисления смесью концентрированных кислот в течение 16 ч при комнатной температуре и 2 ч при кипячении. Полученные экстракты фильтровали и разбавляли 0.5 М раствором HNO_3 , после чего измеряли концентрацию металлов методом масс-спектропии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS 7500a, Agilent). Содержание оксалаторастворимых Al_2O_3 , Fe_2O_3 и Mn_2O_3 измеряли после извлечения смесью $(COONH_4)_2H_2O$ и $(COOH)_2H_2O$ (с концентрацией оксалат-ионов 0.2 М и pH 3) с помощью ICP MS. Содержание обменных катионов (Ca, Mg, K, Na, Al, Fe, Mn) определяли в вытяжке 0.1 М раствором $BaCl_2$ тем же методом. Кислотность почв измеряли в водной и солевых (0.01 М $CaCl_2$ и 1 М

KCl) суспензиях при соотношении почва : раствор 1 : 5 потенциметрически на иономере Mettler-Toledo Seven Multi с электродом Mettler Toledo Inlab 413. Обменную кислотность определяли титрованием в вытяжке 0.1 М $BaCl_2$, гидролитическую — в вытяжке 1 М CH_3COONa при pH 8.2. Эффективную (реальную) емкость катионного обмена рассчитывали как сумму обменных катионов и обменной кислотности.

Результаты обрабатывали методами описательной статистики, предполагая нормальность распределения свойств смешанных образцов почв. Значимость различий средних оценивали по классическому двухвыборочному *t*-критерию для независимых выборок, основанному на распределении Стьюдента. Использовали альтернативный вариант этого критерия для ситуации с неравными дисперсиями как более жесткий, приводящий к несколько меньшему (на $\approx 10\%$) количеству пар значимо различающихся свойств. Проводили также корреляционный анализ.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Морфологические свойства и диагностика почв.

В соответствии с традиционной, преимущественно факторной диагностикой в классификации почв СССР [6] основу почвенного покрова заказника составляют кислые подзолистые и дерново-подзолистые почвы, типичные для таежно-лесной зоны. Поверхностный горизонт почв представлен лесной подстилкой, запасы которой возрастают от березово-елового (0.87 кг/м^2) к сложному сосново-еловому (1.2 кг/м^2) и сложному еловому (1.6 кг/м^2) лесам. Строение минеральной части почв позволяет отнести их к подтипам подзолистых и дерново-подзолистых почв в соответствии с [6].

Характерной особенностью почв водораздела является выраженная гранулометрическая неоднородность вследствие формирования на двучленных почвообразующих породах, в которых верхний суглинистый нанос подстилается песками и супесями, — “обратных двучленах”. Специфика профиля этих почв заключается в наличии под органическим или гумусово-аккумулятивным горизонтом осветленного элювиального горизонта, который, при отсутствии срединных горизонтов, сменяется подстилающей породой. В соответствии с субстантивно-генетической классификацией почв России [7] почвы со слабо- или недифференцированными по элювиально-иллювиальному типу профилями на двучленных породах относятся к отделу элювиальных почв — элювоземам и дерново-элювоземам. При этом в почвах под сложным сосново-еловым лесом в нижней части элювиального горизонта наблюдается отбеливание в результате периодического за-

Таблица 1. Почвы на участках интенсивного мониторинга лесных экосистем ЗБС

Классификация и диагностика почв СССР (1977)		Классификация почв России (2004)		Глубина, см	Глубина отбора образцов, см	WRB (2014) почва		
почва	горизонт	почва	горизонт					
Сложный сосново-еловый разнотравно-кисличный лес (5E4C1B)								
Глубокоподзолистая легкосуглинистая почва на покровных суглинках, подстилаемых флювиогляциальными отложениями	A ₀	Элювомом контактно-осветленный сверхглубокоэлювиальный сильнононасыщенный легкосуглинистый на двучленных отложениях	O	0–1.5(2.5)	O	Dystric Cambisol (Endogeoabruptic, Ochric, Nechic)		
	A ₁ A ₂		AYel	1.5–4	0–5			
	A ₂		ELf	4–12	5–10			
			EL	12–48	10–20			
	IIВ ₁	Del	48–60	20–40				
	IIВ _{2(f)}	Df	60–99	40–80				
	IIС	D	99–136 и глубже					
	Березово-еловый разнотравно-костянично-кисличный лес (5E4B1Oс)							
	Слабодерново-глубокоподзолистая легкосуглинистая почва на покровных суглинках, подстилаемых флювиогляциальными отложениями	A ₀	Дерново-элювомом ожелезненный маломощный глубокоэлювиальный сильнононасыщенный легкосуглинистый на двучленных отложениях	O	0–2		O	Dystric Cambisol (Endogeo-abruptic, Anoloamic, Ochric, Nechic)
		A ₁		AY	2–6		0–5	
A ₁ A ₂		AYel		6–10	5–10			
A ₂		ELf		10–16	10–20			
IIA ₂ B		Del		16–36	20–40			
IIВ _{1(f)}		Df1		36–51	40–80			
IIВ ₂		Df2		51–77				
IIС		D		77–106				
Сложный еловый разнотравно-кисличный лес (8E2Oс + Jп)								
Слабодерново-подзолистая слабодифференцированная легкосуглинистая почва на суглинках, подстилаемых флювиогляциальными отложениями	A ₀	Дерново-элювомом псевдофибровый маломощный сильнононасыщенный супесчаный на двучленных отложениях	O	0–3(4)	O	Dystric Cambisol (Endogeoabruptic, Endoarenic, Ochric)		
	A ₁		AY	3(4)–6(8)	0–5			
	A ₁ A ₂		AYel	6(8)–22	5–10			
	A ₂ B		ELf	22–54	10–20			
			Df	54–84	20–40			
	IIВ _(f)		Df1	84–107	40–80			
	IIС _(f)		Df2	107–152 и глубже				

стаивания влаги на контакте с уплотненной подстилающей толщей, в верхней части которой проявляются признаки элювиальной деградации в виде белесых языков, что позволяет отнести их к элювоземам контактно-осветленным. Почвы под березово-еловым лесом, вместе с наличием серогумусового горизонта, отличаются желтовато-охристыми тонами окраски подстилающей породы, указывающими на аккумуляцию оксидов железа, что позволяет диагностировать их как дерново-элювоземы иллювиально-ожеженные (ожеженные). Наряду с ними на более легких двучленах под сложным еловым лесом формируются дерново-элювоземы, которые по наличию в подстилающей песчаной породе ржаво-охристых уплотненных, сцементированных оксидами железа тонких извилистых прослоек диагностируются как псевдофибровые.

Согласно WRB [14], исследуемые почвы относятся к одной реферативной почвенной группе — Cambisols (Dystric Cambisol, табл. 1). Это доминирующая (22.9%) группа в лесах Европы, согласно данным широкомасштабной почвенной съемки BioSoil, охватывающей соответственно 4928 и 127 участков мониторинга 1-го (экстенсивного) и 2-го (интенсивного) уровней программы ICP Forests [25]. Примерно такую же долю составляют Cambisols во всесторонней базе данных мониторинга лесных экосистем ICP Forests, включающей до 130 почвенных свойств совместно с динамическими показателями состава почвенных вод, осадков, опада, растительности, атмосферного воздуха и метеорологических условий на 286 участках мониторинга 2-го уровня [27].

Физические и химические свойства почв наследуются от почвообразующих пород и изменяются в процессе почвообразования. Легкий гранулометрический состав пород и их двучленность определяют строение и свойства исследуемых почв. Во всех горизонтах преобладают песчаные и пылеватые фракции (рис. 1). Все почвы сформированы на обратных двучленах, представленных легкими покровными суглинками, подстилаемыми флювиогляциальными песками и супесями. В элювоземе контактно-осветленном и дерново-элювоземе ожеженном содержание песчаных фракций возрастает в среднем от 45–60% в верхних горизонтах до 71–81% в нижних, в этом же направлении уменьшается содержание пылеватых (от 36–50 до 16–25%) и илистой (от 3.9–7.0 до 3.3–4.1%) фракций. Таким образом, верхние слои опесчаненного суглинка (легкого суглинка, местами до пылеватого суглинка) на глубине около 40 см сменяются пылеватым песком (супесью). Дерново-элювозем псевдофибровый характеризуется более легким гранулометрическим составом и его меньшей дифференциацией по профилю. Содержание песчаных фракций с глубиной возрастает (от 56–63 до 83%), а пыли (от 35–39 до

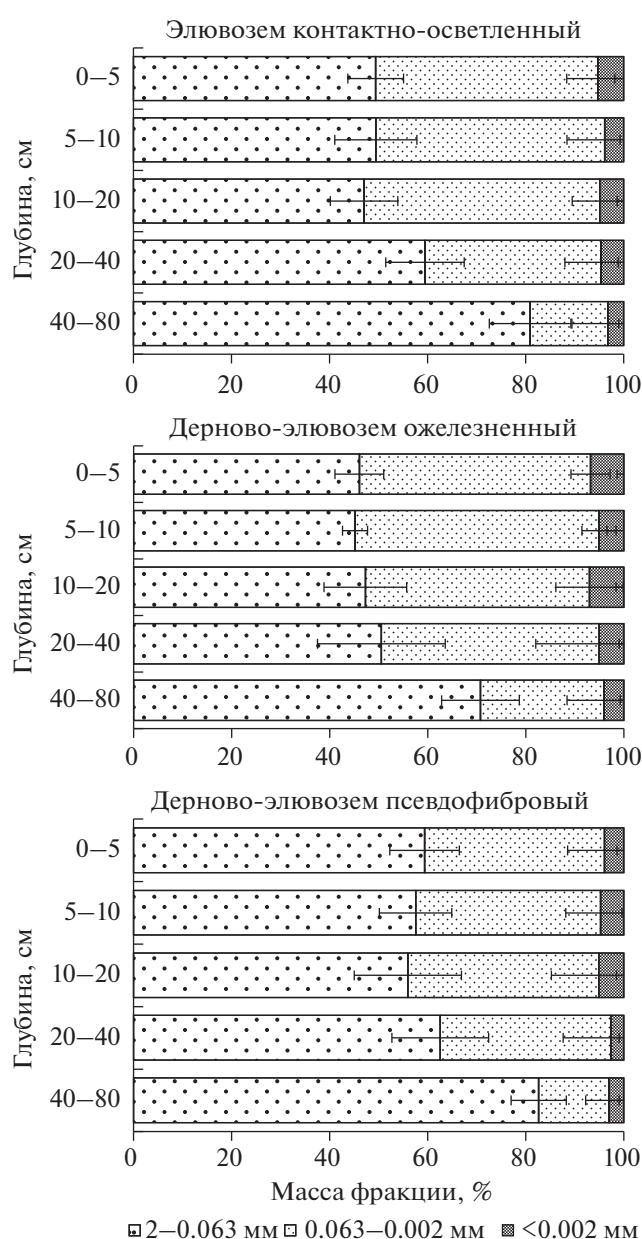


Рис. 1. Гранулометрический состав почв. Здесь и далее приведены средние и их 95%-ные доверительные интервалы.

14%) и ила (от 3.9–5.1 до 2.7–3.1%) снижается. В целом гранулометрический состав облегчается в ряду: дерново-элювозем ожеженный — элювозем контактно-осветленный — дерново-элювозем псевдофибровый. Эти данные хорошо согласуются с результатами исследования лесных почв Европы, где Cambisols преимущественно распространены на пылеватых суглинках, суглинках или опесчаненных суглинках [25].

Выход элементов при определении их “псевдовалового” содержания с помощью экстракции “царской водкой” разнится в зависимости от ис-

следуемого элемента и свойств почв. При этом высвобождаются элементы, находящиеся в составе аморфных и органических соединений, а также слоистых силикатов (преимущественно железосодержащих). Разложение с помощью “царской водки” считается подходящим для анализа извлекаемых из почв как макро-, так и микроэлементов и оценки их максимально возможной доступности для растений [23, 33]. По данным [31], в грубых песчаных и супесчаных почвах “царской водкой” вытесняется до 95% Cu, Ni и Zn, до 80% Cd и до 60% Cr и Pb. При этом смесь концентрированных HCl и HNO₃ вытесняет большее количество элементов из почв более тяжелого гранулометрического состава [20]. В настоящее время этот метод широко используется для определения “псевдовалового” состава почв в экологических исследованиях [23], геохимическом картографировании [33] и международных программах мониторинга [24].

В подстилках на первое место по количеству экстрагируемых “царской водкой” элементов выходит Ca, за ним следуют Mn, Fe, Al, K и Mg (табл. 2). Стоит отметить, что в подстилках валовое содержание элементов и их количество, экстрагируемое “царской водкой”, очень близки. Наиболее богата макро- (Ca, Mg, K) и микроэлементами (Mn, Zn, Cu, Ni) подстилка дерново-элювозема березово-елового леса, тогда как подстилка дерново-элювозема сложного ельника обогащена K, Fe, Al, а также Pb.

В кислотных экстрактах из всех минеральных горизонтов преобладают Fe и Al, которыми в наибольшей степени обогащен сравнительно утяжеленный по гранулометрическому составу дерново-элювозем ожелезненный. Профильная дифференциация Fe и Al в нем выражена слабо вследствие относительно небольшой литолого-гранулометрической дифференциации пород. Распределение Fe и Al по профилю двух других почв отражает, в первую очередь, литолого-гранулометрическую неоднородность двучленных отложений. В профиле элювозема контактно-осветленного содержание Fe постепенно увеличивается с продвижением вглубь легкосуглинистой толщи и резко сокращается в подстилающих супесчаных флювиогляциальных отложениях. В пределах верхней легкосуглинистой толщи проявляется обеднение Al слоя 5–10 см и его накопление в слое 20–40 см, возвращающееся к минимуму со сменой пород. Сходное профильное распределение Fe и Al свойственно и дерново-элювозему псевдофибровому.

Распределение других металлов в минеральной толще отражает влияние как биотического фактора, так и литолого-гранулометрической неоднородности. Для всех почв характерна биогенная аккумуляция Ca и K не только в подстилке,

но и в подподстилочном слое. Содержание Mg в минеральных слоях близко или чуть выше такового в подстилках, а Na практически не различается между слоями, что характерно и для лесных почв Европы [25]. Среди потенциально токсичных металлов содержание Pb, Cd, Zn и Mn максимально в верхних горизонтах и уменьшается с глубиной, отражая как вероятное поступление с атмосферными выпадениями (Pb, Cd), так и преимущественно биогенное накопление (Mn, Zn). Содержание Ni и Co, напротив, нарастает с глубиной, свидетельствуя об их геогенном происхождении. Содержание большинства металлов в элювоземе резко снижается на глубине 50–80 см с облегчением гранулометрического состава при смене пород. В дерново-элювоземах изменения по профилю менее выражены.

По сравнению с лесными почвами Европы [25] подстилки содержат среднее количество биогенных элементов — Ca, Mg, K, Fe, Zn, тогда как легкие по гранулометрическому составу минеральные горизонты — пониженные. Все почвы сравнительно обогащены Na и Mn и обеднены Cu, Ni и Pb. Содержание всех потенциально токсичных металлов — Cd, Cu, Ni, Pb и Zn — очень низкое и низкое, даже с учетом неполноты извлечения, соответствует их валовым уровням в фоновых почвах региона [13].

Изучение содержания и профильного распределения оксалаторастворимых Al_o, Fe_o и Mn_o, как наиболее молодых, свежесоздаваемых соединений, характеризующих современные процессы почвообразования, позволяет уточнить классификационную принадлежность почв. Минимальное количество этих соединений отмечено в органических горизонтах. Выход Fe_o составил до 2200–2500 мг/кг в верхних минеральных слоях и до 850–1030 мг/кг в нижнем (50–80 см) слое почв или соответственно до 27–33 и 12–17% от “псевдовалового” содержания. Абсолютный и относительный выход Al_o вдвое меньше по сравнению с Fe_o в верхней части и не отличается в нижней части профиля.

Специфической чертой исследуемых почв является аккумулятивное распределение оксалаторастворимых Fe и Al по профилю с максимумами в серогумусовом и элювиальном горизонтах, обусловленное литологической неоднородностью — формированием на двучленных отложениях с тяжелым верхним наносом (рис. 2). В горизонтах AY, AYel, ELf и EL содержание Fe_o выше, чем в горизонте D, в 1.6–2.6 раз, Al_o — до 1.5 раз. Такая специфика не позволяет исследуемым почвам соответствовать критериям текстурно-дифференцированных и разрешает отнести их к отделам элювиальных и железисто-метаморфических почв [7]. Наиболее выраженное прогрессивно-аккумулятивное распределение по профилю свойственно

Таблица 2. Содержание экстрагируемых “царской водкой” элементов в почвах лесных экосистем ЗБС: *M* – среднее, *CI*_{1/2} – полуширина 95% доверительного интервала среднего, *n* = 4 (смешанных из 6 индивидуальных образцов)

Глубина, см	Параметр	Ca	Mg	K	Na	Al	Fe	Mn	Cd	Cu	Ni	Pb	Zn
		г/кг							мг/кг				
Элювозем контактно-осветленный													
О	<i>M</i>	7.38	0.85	1.46	0.09	1.57	1.58	2.20	1.00	2.5	4.1	8.2	53
	<i>CI</i> _{1/2}	1.85	0.18	0.20	0.04	0.42	0.38	0.82	0.56	1.3	1.3	2.6	19
0—5	<i>M</i>	0.71	0.97	1.14	0.11	6.69	6.73	0.56	0.05	2.6	5.1	12.5	25
	<i>CI</i> _{1/2}	0.30	0.06	0.08	0.03	0.23	0.09	0.27	0.03	0.7	0.5	5.4	4.4
5—10	<i>M</i>	0.91	0.88	0.63	0.13	5.40	7.17	0.83	0.11	2.6	5.6	15.8	29
	<i>CI</i> _{1/2}	0.56	0.03	0.12	0.05	0.26	0.14	0.48	0.07	0.6	0.7	5.1	7.1
10—20	<i>M</i>	0.27	0.97	0.53	0.16	6.06	7.59	0.57	0.04	3.1	5.4	6.6	31
	<i>CI</i> _{1/2}	0.06	0.03	0.06	0.01	0.33	0.18	0.05	0.01	2.0	0.2	0.8	8.2
20—40	<i>M</i>	0.61	1.23	0.75	0.11	7.61	8.93	0.35	0.05	10.7	7.2	5.0	23
	<i>CI</i> _{1/2}	0.33	0.17	0.12	0.06	1.05	0.79	0.05	0.02	17.0	1.1	0.6	3.3
40—80	<i>M</i>	0.33	0.78	0.42	0.06	5.08	5.43	0.19	0.04	1.2	5.7	3.7	14
	<i>CI</i> _{1/2}	0.13	0.13	0.15	0.05	0.70	1.47	0.06	0.01	1.3	0.5	1.3	5.7
Дерново-элювозем ожелезненный													
О	<i>M</i>	11.3	1.33	1.71	0.11	1.53	1.59	2.31	0.67	4.6	5.0	6.0	78
	<i>CI</i> _{1/2}	0.91	0.16	0.08	0.02	0.38	0.39	0.45	0.04	1.4	0.8	0.5	9.4
0—5	<i>M</i>	1.64	1.26	1.00	0.25	7.20	7.51	1.27	0.19	4.5	6.4	11.9	27
	<i>CI</i> _{1/2}	0.25	0.08	0.08	0.06	0.40	0.34	0.24	0.06	2.1	0.3	0.8	1.1
5—10	<i>M</i>	0.57	1.16	1.05	0.19	7.15	7.57	0.74	0.06	2.5	5.6	8.9	22
	<i>CI</i> _{1/2}	0.15	0.11	0.08	0.02	0.67	0.70	0.10	0.02	0.7	0.6	1.3	3.1
10—20	<i>M</i>	0.32	1.04	0.57	0.19	6.40	7.74	0.66	0.05	2.1	5.8	6.5	24
	<i>CI</i> _{1/2}	0.05	0.08	0.04	0.05	0.41	0.55	0.10	0.01	0.3	0.6	0.6	0.6
20—40	<i>M</i>	0.29	1.27	0.61	0.18	7.02	8.28	0.38	0.05	26.0	7.7	5.1	22
	<i>CI</i> _{1/2}	0.05	0.21	0.03	0.03	0.68	0.85	0.07	0.01	19.0	1.1	0.8	1.3
40—80	<i>M</i>	0.61	1.21	0.71	0.06	7.41	8.70	0.25	0.06	3.3	7.4	4.4	18
	<i>CI</i> _{1/2}	0.10	0.17	0.09	0.01	1.01	0.82	0.03	0.05	0.9	1.3	0.3	2.5
Дерново-элювозем псевдофибровый													
О	<i>M</i>	8.54	0.98	1.73	0.19	2.04	2.06	2.10	0.68	2.0	4.1	10.6	58
	<i>CI</i> _{1/2}	2.01	0.18	0.40	0.16	0.12	0.29	0.51	0.17	1.6	0.7	2.1	11
0—5	<i>M</i>	1.39	0.95	1.07	0.25	5.79	6.34	1.18	0.24	3.0	4.8	13.8	26
	<i>CI</i> _{1/2}	0.39	0.18	0.11	0.01	0.82	0.57	0.15	0.12	0.7	0.6	1.8	4.7
5—10	<i>M</i>	0.59	0.92	0.91	0.17	5.79	7.27	0.50	0.04	1.8	4.5	9.0	23
	<i>CI</i> _{1/2}	0.21	0.25	0.54	0.05	1.61	0.63	0.11	0.02	0.4	0.7	1.0	2.5
10—20	<i>M</i>	0.35	0.91	0.52	0.16	5.55	6.97	0.54	0.06	2.5	4.8	5.9	24
	<i>CI</i> _{1/2}	0.07	0.12	0.07	0.01	0.64	0.45	0.07	0.01	1.3	0.6	0.4	1.5
20—40	<i>M</i>	0.65	1.15	0.64	0.06	6.61	8.66	0.32	0.04	2.3	6.5	4.7	25
	<i>CI</i> _{1/2}	0.21	0.13	0.14	0.04	0.96	1.11	0.02	0.01	0.8	0.9	0.4	2.7
40—80	<i>M</i>	0.46	0.80	0.60	0.05	4.94	7.09	0.19	0.04	2.6	4.9	3.6	13
	<i>CI</i> _{1/2}	0.08	0.14	0.07	0.01	0.63	0.61	0.01	0.01	0.5	0.4	0.3	1.6

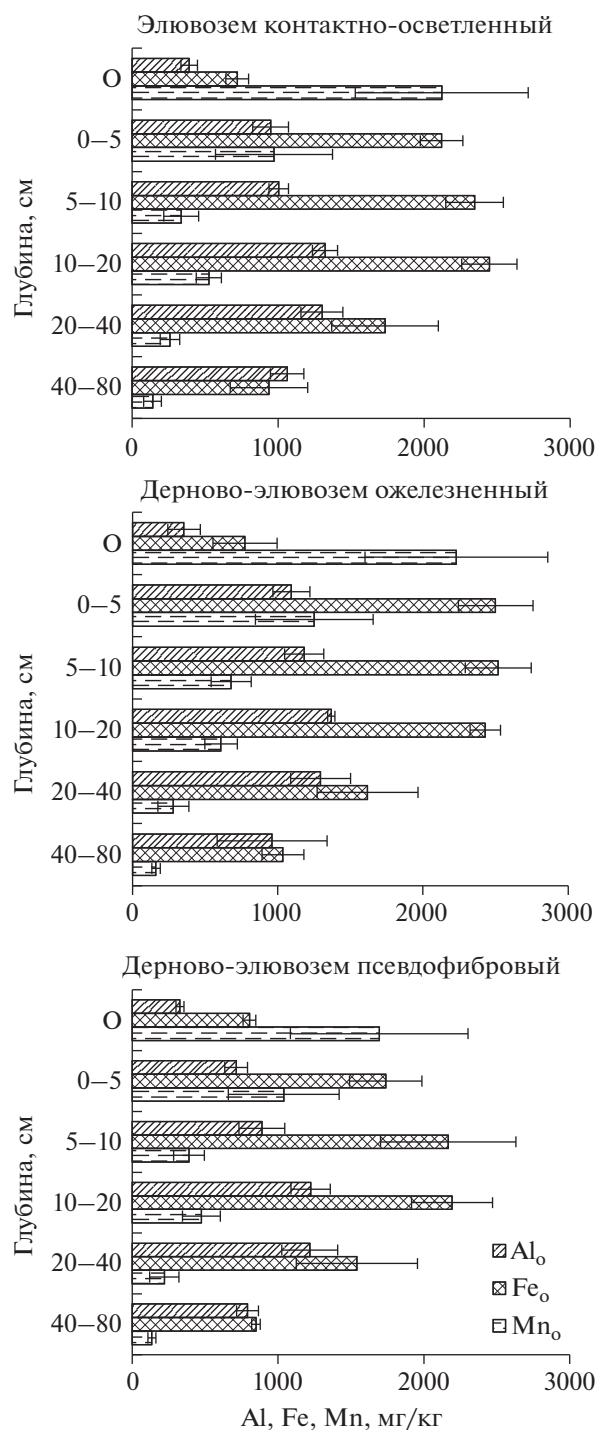


Рис. 2. Содержание оксалорастворимых соединений алюминия, железа и марганца в почвах.

аморфным и слабокристаллизованным соединениям Fe. Одновременно в пределах элювиальной толщи элювозема и дерново-элювоземов, совпадающей по мощности с верхним легкосуглинистым наносом, наблюдается небольшое накопление Al_0 в слое 10–40 см (горизонты E_{Lf}, E_L)

по сравнению с верхним слоем 0–10 см (горизонты A_Y, A_{Ye}_l). Однако слабая выраженность этой дифференциации не позволяет с уверенностью предположить элювиально-иллювиальное распределение Al_0 вследствие развития альфегумусового процесса в ходе наложенной эволюции, как это происходит в суглинистых текстурно-дифференцированных подзолистых почвах [18]. Существенных качественных различий в распределении по профилю Fe_0 и Al_0 в разных почвах, сформировавшихся под различными фитоценозами, не выявлено.

На распределение Mn_0 значительное влияние оказывает поглощение растениями, что подтверждается его заметной аккумуляцией в подстилках, где содержание Mn_0 в несколько раз превышает таковое Fe_0 и Al_0 . С глубиной содержание Mn_0 плавно снижается.

Кислотность почв влияет на рост и развитие растений. Наряду с этим она обуславливает многие свойства почв, влияя на подвижность элементов и их доступность растениям, на реальную емкость катионного обмена (**ЕКО**) и состав обменных катионов, на состав и активность почвенной биоты, на физические свойства почв.

Почвы лесных экосистем заказника — кислые. Наибольшие значения pH_{H_2O} в профиле свойственны подстилкам (5.2–5.7), наименьшие — элювиальным горизонтам (4.6–4.8); с глубиной они повышаются до 5.0–5.1 (рис. 3). Значения pH увеличиваются в ряду: дерново-элювозем псевдофибровый — элювозем контактно-осветленный — дерново-элювозем ожеженный. Значения pH_{H_2O} превышают pH_{CaCl_2} на 0.4–0.7 ед., а pH_{KCl} — на 0.8–1.0 ед. (за исключением подстилок сложного елового и березово-елового лесов, где pH_{KCl} меньше pH_{H_2O} на 0.5–0.6 ед.).

Высокая кислотность верхней части профиля и ее снижение с глубиной типичны для подзолистых и дерново-подзолистых почв таежно-лесной зоны [12, 13]. Как свидетельствуют результаты масштабных обследований лесных почв Европы, большая часть их обладает высокой кислотностью, особенно в верхней части профиля. Так, средние значения pH_{H_2O} изменялись от 5.1 и 4.5 в подгоризонтах OL и OFH подстилки до 4.8, 5.1, 5.3 и 5.5 в слоях 0–10, 10–20, 20–40 и 40–60 см [25]. Средние значения pH_{CaCl_2} составляли 4.8 и 4.15 в подстилке и 4.5, 4.2, 4.7 и 4.9 в минеральных горизонтах соответственно. Ранее значения pH_{CaCl_2} ниже 3.5 отмечены в 42% подстилок, 22% верхних и только 4% нижележащих минеральных горизонтов [37]. В связи с различной природой органических соединений pH органических горизонтов может варьировать в широких пределах; 80% значений изменяется в диапазоне от 3.0 до

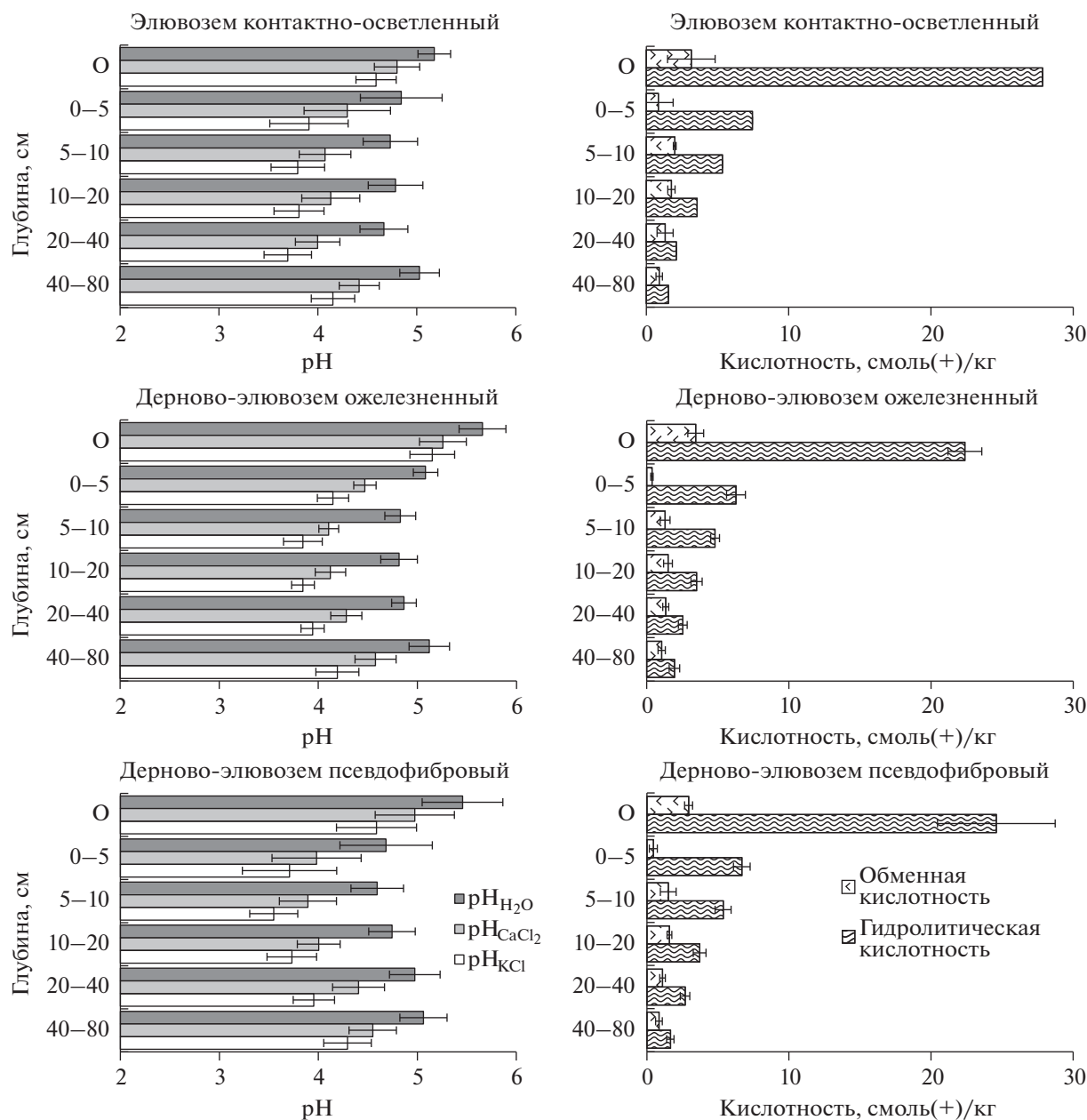


Рис. 3. Значения pH (слева) и обменная и гидролитическая кислотность (справа) в почвах.

5.4 [37]. Заметное влияние на кислотность почв оказывает тип растительности в связи с различиями в химическом составе опада. Почвы под хвойными лесами обычно более кислые, чем под лиственными. Однако эти различия не всегда достоверны, и причинно-следственные связи не ясны. В связи с различной толерантностью растений к почвенной кислотности свойства почв могут определять состав растительных сообществ в большей степени, чем сообщества влияют на реакцию почв.

Подстилки исследуемых экосистем характеризуются максимальными значениями обменной и гидроли-

тической кислотности (3.0–3.5 и 22–28 смоль(+)/кг соответственно). Величины обменной кислотности возрастают в ряду: дерново-элювозем псевдофибровый – элювозем контактно-осветленный – дерново-элювозем ожеженный, а гидролитической кислотности – в ряду: дерново-элювозем ожеженный – дерново-элювозем псевдофибровый – элювозем контактно-осветленный. Обменная кислотность минеральных горизонтов значительно ниже, минимальными значениями отличаются гумусово-аккумулятивные горизонты (0.4–0.8 смоль(+)/кг). Вниз по профилю следует небольшое увеличение значений в элювиальных горизонтах (1.5–2.0 смоль(+)/кг) и плавное

уменьшение при переходе к почвообразующей породе (0.8–1.0 смоль(+)/кг) в зависимости от гранулометрического состава и содержания органического вещества. Обменная кислотность представлена преимущественно ионами водорода в подстилках и алюминия — в минеральных горизонтах. Для гидролитической кислотности характерно постепенное уменьшение значений в минеральной части профиля (от 7.5 до 1.6 смоль(+)/кг) без выраженных максимумов. Песчаный гранулометрический состав определяет низкие значения кислотности минеральных горизонтов, различия которой между исследованными почвами в нижней части профиля не значимы.

Обеспеченность растений элементами питания можно оценить по содержанию обменных оснований в почвах. Легкие по гранулометрическому составу почвы заказника сравнительно бедны обменными основаниями (табл. 3). Их содержание минимально в элювоземе сосново-елового леса (30 смоль(+)/кг в подстилке, 5.6 смоль(+)/кг в гумусово-элювиальном горизонте). Нарастание доли березы в составе древостоя сопровождается обогащением верхних горизонтов формирующегося дерново-элювозема обменными основаниями (52 смоль(+)/кг в подстилке и 7.5 смоль(+)/кг в серогумусовом горизонте). Несмотря на некоторое облегчение гранулометрического состава, повышенное содержание обменных оснований (50 и 6.4 смоль(+)/кг соответственно) характерно и для дерново-элювозема сложного ельника, по-видимому, в силу заметного участия широколиственных пород.

Среди обменных оснований преобладает кальций (24–40 смоль(+)/кг в подстилках и 4.7–6.2 смоль(+)/кг в верхних минеральных горизонтах), содержание магния и калия не превышает единиц и десятых смоль(+)/кг соответственно. При этом дерново-элювоземы под сложным ельником и березово-еловым лесом несколько обогащены калием по сравнению с элювоземом. Наиболее богаты обменными основаниями подстилки и подподстилочные горизонты, вниз по профилю их содержание резко уменьшается, опускаясь до минимума в элювиальных горизонтах. При этом различия в обогащенности обменными основаниями, выявленные для верхних горизонтов, сохраняются и в нижней части профиля.

Содержание и профильное распределение кислых обменных катионов — Al, Fe и Mn — в почвах заказника различно. Содержание Al, в значительной степени обуславливающего обменную кислотность, нарастает от подстилки к аккумулятивно-элювиальным и элювиальным горизонтам и постепенно вновь снижается с глубиной. Содержание обменного Fe очень низкое, часто ниже пределов обнаружения. Повышенный уровень свойственен обменному Mn, обладающему аккумуля-

тивным характером распределения по профилю. Органические горизонты почв отличаются обычно повышенным содержанием микроэлементов, являющихся жизненно необходимыми растениям, в силу биологической аккумуляции.

ЕКО сходна во всех исследованных почвах из-за близости гранулометрического состава. Она составляет 37–59 смоль(+)/кг в подстилках и 1.9–8.7 смоль(+)/кг в верхних минеральных горизонтах, снижаясь до 1.7–2.1 смоль(+)/кг на глубине 40–80 см. Степень насыщенности основаниями минимальна в элювоземе сосново-елового леса (82% в подстилке и 18% в элювиальном горизонте) и максимальна в дерново-элювоземе березово-елового леса (88% в подстилке и 85% в серогумусовом горизонте); с глубиной различия сглаживаются.

Различия свойств почв проанализированы путем сравнения их усредненных характеристик. В центре внимания такого подхода находится характеристика объекта на основании относительно большого ансамбля измерений группы свойств в различных местоположениях, т.е. характеристика пространственно-протяженного объекта как единого целого. Подобный подход концептуально соответствует статистическому подходу в физике, исследованиям на популяционном уровне в биологии и хорошо соответствует задаче исследования сложных изменчивых объектов, таких как почвы под разными растительными сообществами.

Свойства почв под разными типами леса на ограниченной по площади территории заказника достаточно близки, не являются контрастными. В то же время характер растительного покрова оказывается чувствительным к свойствам почв, является хорошим интегральным индикатором их различий. Средние значения ряда свойств почв достоверно различаются при 95%-ном уровне значимости для всех трех типов леса и для всех исследованных слоев, всего более чем для 25% исследованных слоев—свойств, а для верхнего подподстилочного слоя — более чем для 30% исследованных случаев (рис. 4).

Конечно, приведенные цифры достоверных различий имеют условный характер, поскольку определяются договорным пороговым значением уровня значимости. Естественно, возникает вопрос, насколько хорошо принятое значение порога соответствует решаемой задаче и нельзя ли выбрать свое, характерное для анализируемых данных значение порога. В физике и некоторых других естественных науках в качестве порогов могут выбираться области резкого изменения свойств, разрывы в ряду квазинепрерывно изменяющихся дискретных значений свойств. В данной работе также применили этот подход. Построив гистограмму вероятности различий представленных на рис. 4 пар свойств и увеличив

Таблица 3. Катионообменные свойства почв лесных экосистем ЗБС: ЕКО – потенциальная емкость катионного обмена, СНО – степень насыщенности основаниями. *M* – среднее, $CI_{1/2}$ – полуширина 95% доверительного интервала среднего, $n = 4$ (смешанных из 6 индивидуальных образцов), DL – предел обнаружения

Глубина, см	Параметр	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Al ³⁺	Fe ³⁺	Mn ²⁺	ЕКО	СНО
		смоль(+)/кг								
Элювозем контактно-осветленный										
О	<i>M</i>	23.7	3.60	2.54	0.35	0.99	0.014	2.47	61.4	48.7
	<i>CI</i> _{1/2}	4.4	1.44	1.05	0.12	1.25	0.022	0.48	7.0	6.2
0–5	<i>M</i>	4.68	0.50	0.30	0.13	1.22	0.014	0.86	14.1	39.3
	<i>CI</i> _{1/2}	1.49	0.10	0.03	0.03	0.59	0.005	0.25	1.4	7.7
5–10	<i>M</i>	1.22	0.15	0.12	0.08	2.38	0.019	0.20	7.31	21.2
	<i>CI</i> _{1/2}	0.45	0.02	0.02	0.03	0.24	0.013	0.06	0.59	4.7
10–20	<i>M</i>	0.28	0.05	0.07	0.07	1.77	<DL	0.12	4.31	10.6
	<i>CI</i> _{1/2}	0.12	0.02	0.01	0.02	0.14	—	0.02	0.26	3.6
20–40	<i>M</i>	0.16	0.03	0.07	0.09	1.26	<DL	0.05	2.69	13.4
	<i>CI</i> _{1/2}	0.08	0.01	0.05	0.03	0.11	—	0.009	0.41	6.0
40–80	<i>M</i>	0.34	0.08	0.07	0.14	0.81	<DL	0.03	2.37	25.8
	<i>CI</i> _{1/2}	0.12	0.03	0.02	0.09	0.14	—	0.01	0.30	7.0
Дерново-элювозем ожелезненный										
О	<i>M</i>	40.0	7.76	3.52	0.54	0.24	0.064	2.49	77.7	66.7
	<i>CI</i> _{1/2}	2.7	0.70	0.05	0.06	0.06	0.017	0.47	3.0	1.8
0–5	<i>M</i>	6.24	0.82	0.33	0.08	0.56	0.011	0.69	14.6	50.8
	<i>CI</i> _{1/2}	1.11	0.23	0.06	0.02	0.16	0.004	0.13	1.2	5.5
5–10	<i>M</i>	1.66	0.23	0.18	0.09	1.54	<DL	0.28	7.41	28.7
	<i>CI</i> _{1/2}	0.46	0.05	0.01	0.003	0.11	—	0.02	0.71	4.3
10–20	<i>M</i>	0.63	0.08	0.15	0.14	1.23	<DL	0.14	4.83	20.7
	<i>CI</i> _{1/2}	0.18	0.02	0.05	0.09	0.11	—	0.02	0.49	2.5
20–40	<i>M</i>	0.32	0.04	0.10	0.09	1.02	<DL	0.03	3.29	16.5
	<i>CI</i> _{1/2}	0.07	0.008	0.01	0.02	0.04	—	0.008	0.24	1.6
40–80	<i>M</i>	0.60	0.10	0.11	0.10	0.88	<DL	0.02	3.05	29.9
	<i>CI</i> _{1/2}	0.10	0.03	0.006	0.01	0.14	—	0.004	0.33	4.1
Дерново-элювозем псевдофибровый										
О	<i>M</i>	40.2	5.69	4.02	0.46	0.32	0.031	4.09	80.2	62.4
	<i>CI</i> _{1/2}	11.4	1.61	1.56	0.24	0.24	0.030	2.36	20.2	3.2
0–5	<i>M</i>	5.32	0.49	0.38	0.22	0.46	0.013	0.79	14.1	45.0
	<i>CI</i> _{1/2}	1.32	0.12	0.26	0.22	0.26	0.009	0.08	1.8	7.5
5–10	<i>M</i>	1.18	0.13	0.09	0.07	1.21	0.005	0.20	7.20	20.3
	<i>CI</i> _{1/2}	0.40	0.05	0.009	0.02	0.23	0.004	0.01	0.24	6.1
10–20	<i>M</i>	0.44	0.07	0.17	0.19	1.22	0.003	0.10	4.83	17.9
	<i>CI</i> _{1/2}	0.20	0.06	0.13	0.16	0.53	0.006	0.04	0.45	3.6
20–40	<i>M</i>	0.29	0.04	0.15	0.18	0.81	<DL	0.03	3.54	17.7
	<i>CI</i> _{1/2}	0.10	0.02	0.20	0.24	0.35	—	0.009	0.53	10.3
40–80	<i>M</i>	0.39	0.05	0.12	0.07	0.59	0.008	0.01	2.48	25.3
	<i>CI</i> _{1/2}	0.13	0.02	0.12	0.02	0.18	0.010	0.003	0.26	5.5

число столбцов для вероятностей различия, наблюдаем постепенно возникающие прогалины – незаполненные столбцы-саквожи. Такое поведение характерно для относительно небольших значений вероятностей, это так называемая флуктуационная катастрофа, когда в силу случайных причин никакое из значений не попадает в классифицирующий столбец. Но прогалины воз-

никают и при больших вероятностях в области значений, когда их при квазинепрерывном изменении вероятностей не может быть. Другими словами, в ряду наблюдаемых вероятностей различия есть разрывы-прогалины нефлуктуационной природы. В качестве характерного для данных порогового значения вероятности можно взять верхнюю границу наибольшей уединенной не-

флуктуационной прогалины. С этой точки зрения вполне допустимой является естественная для данных пороговая граница $P = 0.73$, весьма близкая к границе верхнего квартиля, широко используемого в статистике понятия, что облегчает сравнение с литературными данными.

Возвращаясь к различию химических свойств почв под разными типами леса на территории заказника, при обсужденном в предыдущем разделе значении естественного порога доверия свойства различаются существенно чаще, чем при использовании общепринятого 95%-ного уровня доверия. Так, для верхнего подподстилочного слоя свойства различаются в 65% случаев, и в 60% случаев (с точностью 2%) — для остальных слоев, кроме слоев 5–10 и 20–40 см, где различия составляют 55 и 43% соответственно. А различия по почвам в целом наблюдаются в 60% случаев. С этой точки зрения, высокая чувствительность растительности к свойствам почв оказывается более понятной. По всей вероятности, при изучении приуроченности растительности к почвам следует опираться на более близкие к реальности уровни доверия, чем получившее широкое распространение значение 95%.

Наиболее информативным показателем, характеризующим различия почв под разными типами леса, является плотность сложения. В меньшей степени различается содержание экстрагируемых “царской водкой” Mg, Al и Ca, оксалаторастворимых Al_0 и Fe_0 , обменных Ca, K и Al, ЕКО и СНО, а также песка и ила. Почвы почти не различаются по показателям кислотности.

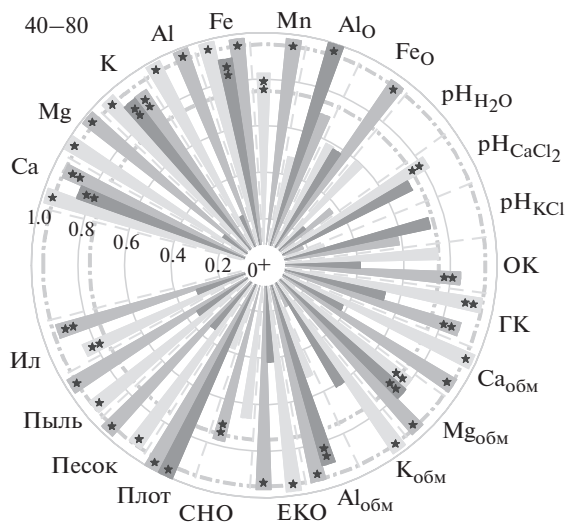
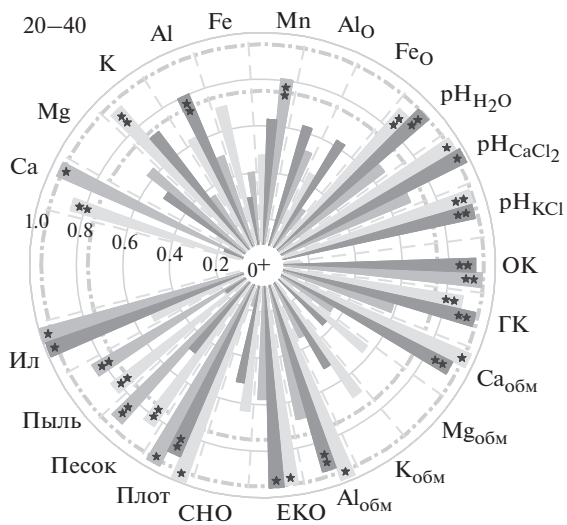
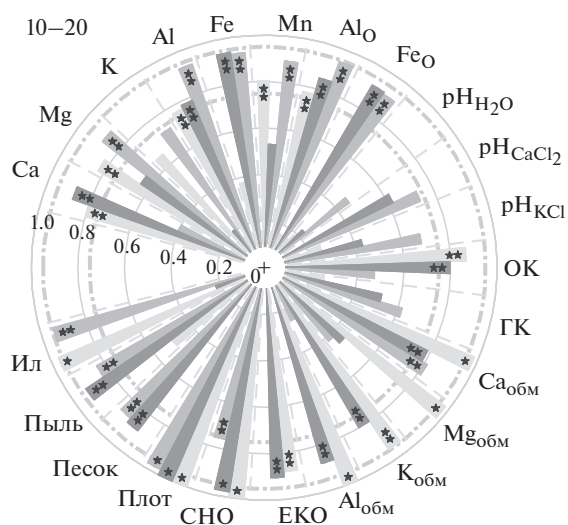
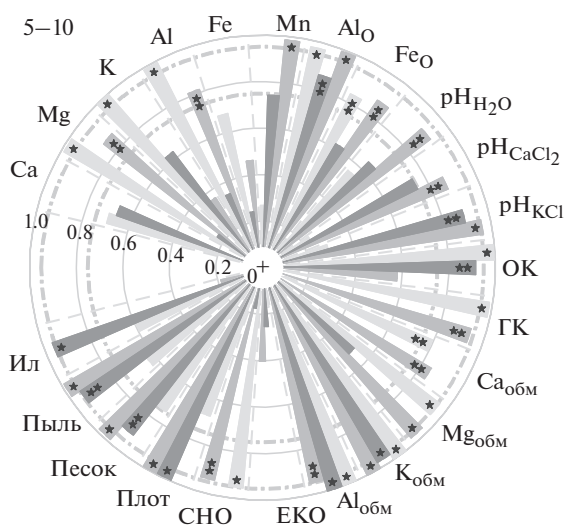
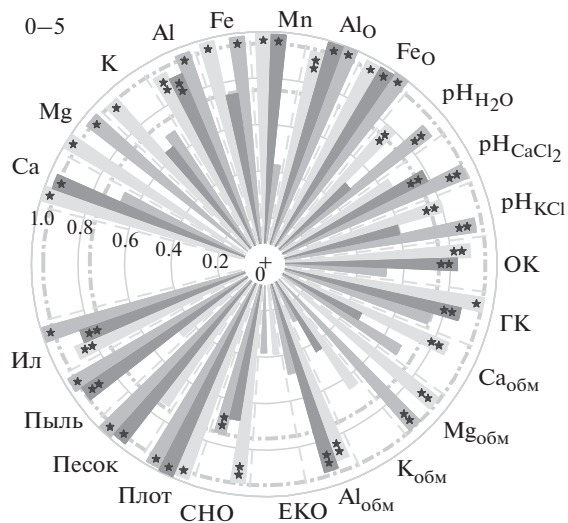
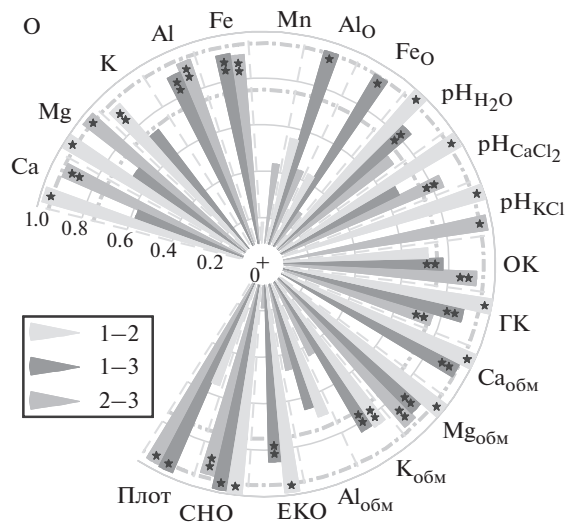
При сравнении свойств почвенных горизонтов/слоев в разных типах леса видно, что наиболее существенные различия характерны для верхнего минерального слоя (0–5 см, горизонты AY, AYel) и для наиболее глубокого слоя (40–80 см, горизонты Del и Df). Меньшие различия свойственны для органического горизонта и слоя 5–10 см лесных почв. Элювиальные горизонты, особенно их нижняя часть (20–40 см), в разных почвах сравнительно близки по свойствам. Сходство свойств лесных подстилок, скорее всего, обусловлено близким составом древостоев с преобладанием ели. Отмеченные закономерности вполне естественны и могут быть интерпретированы как проявление взаимовлияния растительности и свойств почв на фоне педо- и литологи-

ческих различий. Наиболее сильно различаются химические свойства почв под лесами в паре элювозем контактно-осветленный–дерново-элювозем ожелезненный, в меньшей степени — в паре дерново-элювозем псевдофибровый–дерново-элювозем ожелезненный, и минимально — в паре элювозем контактно-осветленный–дерново-элювозем псевдофибровый.

С помощью корреляционного анализа выявлена тесная связь многих почвенных свойств во всех типах лесных экосистем. Для всех горизонтов характерны значимые тесные прямые связи между величинами pH водной и солевых суспензий ($r = 0.95–1.00$, $P \geq 0.95$) и их обратные связи с содержанием обменного Al ($r = -0.55–0.87$). Степень насыщенности основаниями в большинстве случаев тесно связана с содержанием их обменных форм ($r = 0.64–0.70$). Обращает на себя внимание тесная прямая связь содержания кислот- и оксалаторастворимых Fe ($r = 0.70–0.95$) и Al ($r = 0.67–0.89$) с обогащенностью тонкодисперсными фракциями — пылью и илом. Из числа потенциально токсичных металлов с этими фракциями прямо связано содержание экстрагируемых “царской водкой” Co ($r = 0.69–0.91$) и зачастую Ni ($r = 0.32–0.43$), и обратно — Mn, Zn, Cd ($r = -0.53–0.81$), отражая сродство металлов преимущественно к минеральной фазе или органическому веществу. Разнонаправленный характер связей содержания обменных катионов и илистой фракции свидетельствует о ее незначительной роли в создании обменного пула металлов в почвах легкого гранулометрического состава.

В лесных экосистемах природные факторы, в первую очередь, эдафические и климатические, во многом определяют разнообразие и продуктивность растительных сообществ. В то же время почва является конечным приемником большинства техногенных химических веществ, вовлекаемых в биосферу. Представляя важнейший геохимический барьер на пути миграции поллютантов, почва предохраняет сопредельные среды от техногенного воздействия. Знание потенциальных возможностей почвы в нейтрализации, аккумуляции и трансформации загрязняющих компонентов атмосферных выпадений вблизи крупнейшего мегаполиса необходимо для своевременного выявления и оценки вероятного негативного воздействия на экосистемы. Результаты ком-

Рис. 4. Полярные гистограммы достоверности различий свойств элювозема контактно-осветленного (1), дерново-элювозема псевдофибрового (2) и дерново-элювозема ожелезненного (3) в подстилке (О) и минеральных слоях на глубинах 0–5, 5–10, 10–20, 20–40 и 40–80 см. Доверительные вероятности различий $P \geq 0.07$ свойств между парами почв (в соответствии с легендой на О гистограмме) представлены радиусами соответствующих круговых секторов с центрами, отмеченными крестиками. Одной звездочкой помечены сектора с вероятностью различий $P \geq 0.95$, двумя звездочками — сектора с вероятностью различий в интервале $0.75 \leq P < 0.95$. Символами элементов обозначены их экстрагируемые “царской водкой” соединения, индексом “О” — оксалаторастворимые соединения, индексом “обм” — обменные формы, ОК — обменная кислотность, ГК — гидролитическая кислотность, ЕКО — емкость катионного обмена, СНО — степень насыщенности основаниями, Плот — плотность почв.



плексного почвенно-экологического мониторинга позволяют в первом приближении дать объективную оценку устойчивости почв к антропогенному воздействию. Составляющие основу почвенного покрова заказника элювоземы и дерново-элювоземы под еловыми и смешанными лесами характеризуются легким гранулометрическим составом, высокой кислотностью, бедностью обменными основаниями и низкой степенью насыщенности. Эти почвы можно отнести к чувствительным к антропогенному воздействию, в том числе загрязнению азотом, серой и потенциально токсичными металлами. В условиях возрастающей антропогенной нагрузки и изменения климата экологическое состояние и устойчивость почв могут в значительной степени влиять на структуру и функционирование растительных сообществ в лесных экосистемах, определяя необходимость почвенно-экологического мониторинга.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе детальной характеристики морфологических, физических и химических свойств почв выявлены их эколого-генетические особенности и уточнена классификационная принадлежность на основе классификации почв России [7]. Почвы под сложным сосново-еловым, березово-еловым и сложным еловым лесами на двухчленных отложениях относятся к элювоземам контактно-осветленным, дерново-элювоземам ожелезненным и дерново-элювоземам псевдофибровым отдела элювиальных почв.

Составляющие основу почвенного покрова заказника элювоземы и дерново-элювоземы характеризуются обедненностью илстой фракцией (3.3–7.0%), кислой реакцией (рН 4.6–5.7), низкой ЕКО, бедностью обменными основаниями (30–52 и 0.6–7.5 смоль(+)/кг в подстилке и минеральных горизонтах) и низкой степенью насыщенности (49–67 и 11–51% соответственно). Содержание потенциально токсичных металлов (Pb, Cd, Cu, Ni и Zn) в почвах лесных экосистем заказника соответствует региональным фоновым уровням. Содержание тонкодисперсных фракций и элементов минерального питания увеличивается, а кислотность уменьшается в ряду: элювоземы контактно-осветленные—дерново-элювоземы псевдофибровые—дерново-элювоземы ожелезненные, приводя к улучшению экологического состояния почв.

Легкий гранулометрический состав, кислая реакция и бедность обменными основаниями свидетельствуют о невысокой устойчивости лесных почв заказника к внешним воздействиям в условиях нарастающей антропогенной нагрузки и меняющегося климата. Для оценки потенциальной способности лесных почв к секвестрации и депонированию углерода и смягчению послед-

ствий климатических изменений необходимы дальнейшие исследования.

На основе анализа разрывов в квазинепрерывном ряду наблюдаемых дискретных значений вероятностей различий почвенных свойств введен пороговый уровень доверительной вероятности различий, определяемый только самими проанализированными данными. Он оказался близким к граничному значению верхнего квартиля, как следствие, оба уровня практически одинаково и, похоже, лучше характеризуют картину различий свойств. Естественный (а не получивший широкое распространение условный 95%-ный) уровень позволяет лучше объяснить отмечаемую исследователями высокую чувствительность растительных сообществ к свойствам почв. Вопрос о переносимости использованного подхода на другие ситуации остается открытым и требующим дальнейшего изучения.

Апробация системы интенсивного почвенно-экологического мониторинга, в соответствии с рекомендациями ICP Forests, на территории государственного природного заказника “Звенигородская биостанция МГУ и карьер Сима” подтвердила целесообразность организации и осуществления систематических комплексных долговременных исследований почв особо охраняемых природных территорий с учетом международного опыта. Использование унифицированных методов делает возможным корректное сравнение состояния почв лесных экосистем в региональном и глобальном масштабах. Полученный массив уникальных данных может служить основой долговременного систематического мониторинга лесных экосистем заказника. Использованные методологические и методические подходы полезны при создании национальной системы мониторинга пулов углерода и потоков климатически активных газов в лесной зоне страны в связи с проблемой изменения климата.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Выполнение обширных полевых и аналитических работ при организации и проведении мониторинга было бы невозможно без энтузиазма и деятельного участия сотрудников и студентов факультета почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, в первую очередь С.Ю. Ливанцовой и И.В. Ермакова. Авторы благодарны директору Звенигородской биостанции имени С.Н. Скадовского МГУ им. М.В. Ломоносова профессору В.М. Гаврилову за поддержку почвенных исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках реализации важнейшего инновационного проекта государственного значения “Разработка системы наземного и дистанционно-

го мониторинга пулов углерода и потоков парниковых газов на территории Российской Федерации, обеспечение создания системы учета данных о потоках климатически активных веществ и бюджете углерода в лесах и других наземных экологических системах” (рег. № 123030300031-6).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X23600592>.

Рис. S1. Фитоценозы (А, С, Е) и почвы (В, D, F) сложного сосново-елового разнотравно-кисличного леса на элювоземе контактно-осветленном (А, В), березово-елового разнотравно костянично-кисличного леса на дерново-элювоземе ожеженном (С, D) и сложного елового разнотравно-кисличного леса на дерново-элювоземе псевдофибровом (Е, F).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александровский А.Л., Еришова Е.Г., Пономаренко Е.В., Кренке Н.А., Скрипкин В.В. Природно-антропогенные изменения почв и среды в пойме Москвы-реки в голоцене: педогенные, пылецевые и антракологические маркеры // Почвоведение. 2018. № 6. С. 659–673.
2. Браславская Т.Ю. Леса и лесопользование на территории Звенигородской биостанции МГУ: XIX век // Russ. J. Ecosystem Ecology. 2020. V. 5. <https://doi.org/10.21685/2500-0578-2020-2-2>
3. Герасимова М.И., Лебедева И.И., Хитров Н.Б. Индексация почвенных горизонтов: состояние вопроса, проблемы и предложения // Почвоведение. 2013. № 5. С. 627–638.
4. Гришина Л.А., Копчик Г.Н., Первова Н.Е. О подходах к изучению свойств почв лесных биогеоценозов в целях мониторинга (на примере Звенигородской биостанции) // Экология. 1991. № 5. С. 14–20.
5. Добровольский Г.В., Никитин Е.Д. Экология почв. Учение об экологических функциях почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2012. 410 с.
6. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 225 с.
7. Классификация почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
8. Копчик Г.Н., Багдасарова Т.В., Горленко О.В. Взаимосвязь видового состава растений и свойств почв в экосистемах южной тайги // Бюл. МОИП, отдел. биологии. 2001. Т. 106. Вып. 2. С. 31–38.
9. Копчик Г.Н., Владыченский А.С., Гаврилов В.М. Организация почвенно-экологического мониторинга лесных экосистем Звенигородской биостанции МГУ // Тр. Звенигородской биологической станции. Т. 5. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2011. С. 8–17.
10. Копчик Г.Н., Копчик С.В., Ливанцова С.Ю. Мониторинг почв лесных биогеоценозов Звенигородской биостанции // Тр. Звенигородской биологической станции. Т. 4. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. С. 29–44.
11. Первова Н.Е., Копчик Г.Н., Рыжова И.М. Почвы как основа структурно-функциональной организации биогеоценозов // Тр. Звенигородской биологической станции. Том 3. М., 2001. С. 22–37.
12. Подзолистые почвы запада европейской части СССР. М., 1977. 286 с.
13. Почвы Московской области и их использование. Т. 1. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2002. 500 с.
14. Рабочая группа IUSS WRB 2015. Мировая реферативная база почвенных ресурсов 2014, исправленная и дополненная версия 2015. Международная система почвенной классификации для диагностики почв и создания легенд почвенных карт. Доклады о мировых почвенных ресурсах, № 106. Рим: ФАО, 2018. 206 с.
15. Руководство по летней учебной практике студентов-биологов на Звенигородской биостанции им. С.Н. Скадовского. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2011. 432 с.
16. Смирнова К.М. Почвы // Природа Звенигородской биологической станции Московского государственного университета. Вып. 1. М., 1962. 74 с.
17. Смит С.Э., Рид Д.Дж. Микоризный симбиоз / Пер. с англ. Ворониной Е.Ю. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2012. 776 с.
18. Соколова Т.А., Толпешина И.И., Изосимова Ю.Г. Подвижные соединения Al и Si в палево-подзолистых почвах Центрального лесного заповедника: содержание, распределение по профилю и гранулометрическим фракциям // Почвоведение. 2017. № 6. С. 672–679.
19. Чертов О.Г., Надпорожская М.А., Паленова М.М., Припутина И.В. Эдафология в структуре почвоведения и экосистемной экологии // Russ. J. Ecosystem Ecology. 2018. V. 3. 11 p. <https://doi.org/10.21685/2500-0578-2018-3-2>
20. Andersen M.K., Raulund-Rasmussen K., Strobel B.W., Hansen H.C.B. The effects of tree species and site on the solubility of Cd, Cu, Ni, Pb And Zn in soils // Water, Air, Soil Pollut. 2004. V. 154. P. 357–370. <https://doi.org/10.1023/B:WATE.0000022991.59456.01>
21. Bolte A., Block J., Eichhorn J., Sanders T.G.M., Wellbrock N. Sustainable Use and Development of Forests and Forest Soils: A Resume // Status and Dynamics of Forests in Germany. 2019. Ecological Studies 237. P. 355–374. https://doi.org/10.1007/978-3-030-15734-0_12
22. Bussotti F., Pollastrini M. Observing climate change impacts on European forests: What works and what does not in ongoing long-term monitoring networks // Front. Plant Sci. 2017. V. 8: 629. <https://doi.org/10.3389/fpls.2017.00629>
23. Chen M., Ma L.Q. Comparison of three aqua regia digestion methods for twenty Florida soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 2001. V. 65. P. 491–499. <https://doi.org/10.2136/sssaj2001.652491x>
24. Cools N., De Vos B. Part X: Sampling and Analysis of Soil. Version 2020-1 // UNECE ICP Forests Programme Co-ordinating Centre (ed.): Manual on methods and criteria for harmonized sampling, assessment, monitoring and analysis of the effects of air pollution on forests. Eberswalde, Germany: Thünen Institute of

- Forest Ecosystems, 2020. 29 p.
<http://www.icp-forests.org/manual.htm>
25. *De Vos B., Cools N.* Second European Forest Soil Condition Report. Volume I: Results of the BioSoil Soil Survey. INBO.R.2011.35. Brussel: Research Institute for Nature and Forest, 2011. 369 p.
 26. *De Vries W., Dobbertin M.H., Solberg S., van Dobben H.F., Schaub M.* Impacts of acid deposition, ozone exposure and weather conditions on forest ecosystems in Europe: an overview // *Plant Soil*. 2014. V. 380. P. 1–45.
<https://doi.org/10.1007/s11104-014-2056-2>
 27. *Fleck S., Cools N., De Vos B., Meesenburg H., Fischer R.* The Level II aggregated forest soil condition database links soil physicochemical and hydraulic properties with long-term observations of forest condition in Europe // *Ann. For. Sci.* 2016. V. 73. P. 945–957.
<https://doi.org/10.1007/s13595-016-0571-4>
 28. Forest Soil and Biodiversity Monitoring in the EU. Luxembourg: Publications Office of the European Union, 2010. 32 p.
 29. Global Forest Resources Assessment 2015. How are the world's forests changing? Rome: FAO, 2016. 46 p.
 30. Global Forest Resources Assessment 2020: Main report. Rome: FAO, 2020. 168 p.
<https://doi.org/10.4060/ca9825en>
 31. *Kaasalainen M., Yli-Halla M.* Use of sequential extraction to assess metal partitioning in soils // *Environ. Pollut.* 2003. V. 126. P. 225–233.
[https://doi.org/10.1016/S0269-7491\(03\)00191-X](https://doi.org/10.1016/S0269-7491(03)00191-X)
 32. Manual on Methods and Criteria for Harmonized Sampling, Assessment, Monitoring and Analysis of the Effects of Air Pollution on Forests. Part IIIa. Sampling and Analysis of Soil. UN-ECE, CLRTAP, 2006. 26 p.
 33. *Reimann C., Kashulina G., de Caritat P., Niskavaara H.* Multi-element, multi medium regional geochemistry in the European Arctic: element concentration, variation and correlation // *Appl. Geochem.* 2001. V. 16. P. 759–780.
[https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(00\)00070-6](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(00)00070-6)
 34. Russian Forests and Climate Change. What Science Can Tell Us / Eds. Kulikova E., Hassegawa M., Lerink B. Joensuu: European Forest Institute, 2020. 137 p.
<https://doi.org/10.36333/wsctu11>
 35. *Sanders T.G.M., Michel A.K., Ferretti M.* 30 Years of Monitoring the Effects of Long-Range Transboundary Air Pollution on Forests in Europe and Beyond. Eberswalde: UNECE/ICP Forests. 2016. 67 p.
 36. *Shao P., Han H., Sun J., Xie H.* Effects of global change and human disturbance on soil carbon cycling in boreal forest: A review // *Pedosphere*. 2023. V. 33. P. 194–211.
<https://doi.org/10.1016/j.pedosph.2022.06.035>
 37. *Vanmechelen L., Groenemans R., Van Ranst E.* Forest Soil Conditions in Europe. Results of a Large-Scale Soil Survey. Brussels, Geneva: EC, UN/ECE, Ministry of the Flemish Community, 1997. 259 p.

Analysis of Ecological and Genetic Soil Properties for Forest Ecosystem Monitoring in the Zone of Coniferous-Broad-Leaved Forests

G. N. Koptsik¹*, I. E. Smirnova¹, and S. V. Koptsik²

¹*Soil Science Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

²*Faculty of Physics, Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

*e-mail: koptsikg@mail.ru

A reliable assessment of the composition and properties of soils in forest ecosystems is the basis for environmental monitoring, including monitoring of carbon pools and fluxes, which is of particular importance in the context of global changes in the natural environment and climate. Ecological and genetic features and classification of soils are analyzed at permanent sites of intensive monitoring in the main types of forest ecosystems of the state nature reserve “Zvenigorod Biostation of Moscow State University and the Sima Quarry” (Moscow Region, Russia). Soil monitoring is organized and conducted on the basis of national experience and recommendations of the International Co-operative Programme on Assessment and Monitoring of Air Pollution Effects on Forests (ICP Forests). Eluvozems and soddy-eluvozems on two-layer deposits dominating in the soil cover of the reserve are characterized by a sandy loam texture (content of clay fraction <0.002 mm 3.3–7.0%), acidic reaction (pH_{H₂O} 4.6–5.7), low cation exchange capacity, low content of exchangeable bases (30–52 cmol_c/kg in organic and 0.6–7.5 cmol_c/kg in mineral horizons) and low base saturation (49–67 and 11–51%, respectively). The content of potentially toxic metals (Pb, Cd, Cu, Ni and Zn) in the soils of the reserve does not exceed background levels. The ecological state of soils improves in the series of contact-albic eluvozem – pseudofibrous soddy eluvozem – ferruginous soddy eluvozem, determining the stability of forest ecosystems to external effects under conditions of increasing anthropogenic pressure and climate change.

Keywords: ecological state of soils, eluvozem, soddy-eluvozem, Dystric Cambisol, coniferous-deciduous forests, Zvenigorod Biostation of Moscow State University

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.4:632.125

РАЙОНИРОВАНИЕ ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИИ В РЕГИОНЕ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

© 2023 г. Р. А. Медведева^а, * (ORCID: 0000-0003-3589-9688),
О. П. Ермолаев^а (ORCID: 0000-0001-6713-9996)

^аКазанский (Приволжский) федеральный университет, ул. Кремлевская, 18, Казань, 420008 Россия

*e-mail: gregina8@mail.ru

Поступила в редакцию 08.04.2023 г.

После доработки 30.05.2023 г.

Принята к публикации 31.05.2023 г.

Приведена новая схема районирования овражной эрозии в крупном регионе России с использованием бассейнового и ландшафтного подхода. Автоматизированное ландшафтное районирование проведено средствами искусственных нейронных сетей с целью определения природно-антропогенных условий развития овражной сети. Эрозионное районирование реализовано на базе крупномасштабного геоинформационного картографирования оврагов методом визуального дешифрирования космических снимков высокого и сверхвысокого разрешения за 2017–2021 гг. В качестве оперативно-территориальных единиц взяты бассейны малых рек (всего 1314) со средней площадью 91 км². На территории исследования идентифицировано 22688 оврагов (включая их отвершки), средняя длина которых – 65 м, а общая длина овражной сети около 1500 км. Средняя густота овражной сети по бассейнам составляет 12 м/км², достигая максимума в 301 м/км². При районировании в качестве показателя взята густота овражного расчленения, косвенно отражающая интенсивность оврагообразования в геопространстве. Доминирующими (84% всех бассейнов) являются районы либо с отсутствием овражного расчленения, либо имеющие слабую или очень слабую овражность. Главные причины повсеместного затухания овражной эрозии связаны с изменениями в землепользовании и в климатической системе, а также эволюционным фактором – переходом многих овражных форм в балочную стадию развития.

Ключевые слова: динамика овражности, автоматизированное районирование, геоинформационное картографирование, пространственный анализ

DOI: 10.31857/S0032180X23600671, **EDN:** UKANWE

ВВЕДЕНИЕ

Первая тематическая карта овражно-балочных систем России была составлена Козьменко в начале XX в. [2]. В конце 1940-х гг. под руководством С.С. Соболева создается карта густоты овражно-балочных систем для территории европейской части СССР. Для ее составления обрабатывались листы 10-верстной карты (масштаб 1 : 420000), изображавшие овражно-балочные формы на этом уровне генерализации. Измерения протяженности овражно-балочных систем велись с помощью курвиметра и лупы [25]. Пространственное развитие и районирование овражной эрозии на территории бывшего СССР и России (в том числе региона Среднего Поволжья) с картографическим обобщением результатов проведено рядом исследователей [5, 10, 16, 18, 20, 22, 28]. Для этих целей чаще всего использовались топографические карты разных масштабов (1 : 420000, 1 : 100000, 1 : 50000 и 1 : 25000). Как правило, для больших территорий обобщение данных по

овражному расчленению проведено на основе работ, выполненных по ключевым участкам или так называемым морфологическим районам. Таким методом были составлены карты густоты и плотности оврагов на всю территорию России в масштабе 1 : 8000000 и на территорию европейской части России в масштабе 1 : 2500000 [525].

Территория Среднего Поволжья с точки зрения интенсивности развития овражной эрозии физико-географами и геоморфологами всегда относилась к региону с интенсивной почвенной и овражной эрозией, так называемому “эрозионному полюсу” России. Результаты исследований по овражности этого региона имеют длительную историю, уходящую корнями в середину прошлого столетия. Изучение оврагов, в том числе их картографирование с использованием топографических карт, отражены в работах [7, 8, 26]. Значительно реже для целей картографирования, из-за трудоемкости и отсутствия в свободном доступе, привлекались данные дистанционного зондиро-

вания Земли (крупномасштабные аэрофотоснимки М 1 : 17 000—1 : 25 000). Масштабная работа как по охвату территории, так и по детальности была проведена Казанскими географами под руководством А.П. Дедкова в 1980-х гг. на востоке Русской равнины [19]. Оценка овражности осуществлялась по элементарным бассейнам (водосборам рек второго-третьего порядка и их межприточных пространств) в пределах крупных физико-географических районов. К сожалению, карты районирования овражной эрозии на этот регион не было сделано, а результаты в значительной степени устарели, поскольку картографирование проводилось по аэрофотоснимкам 1950—1970-х гг. С использованием этих данных первая карта эрозионного районирования региона Среднего Поволжья была составлена только в начале 2000-х гг. [7, 8]. Таким образом, существующие карты районирования овражности на территорию исследования выполнены либо с высоким уровнем генерализации, либо отражают ситуацию с развитием этого экзогенного процесса 50—70-летней давности. Внедрение геоинформационных технологий в тематическое картографирование и пространственный анализ, а также появление в начале 2000-х гг. в свободном доступе космических снимков высокого разрешения позволяет вернуться к изучению современного овражного расчленения больших территорий. Для этого есть ряд причин: во-первых, произошедшие изменения в климатической системе после 1980-х гг.; во-вторых, существенная трансформация типов землепользования и системы хозяйствования вслед за исчезновением с геополитической арены СССР; в-третьих, это временной фактор, определяющий естественную морфолого-генетическую эволюцию овражных форм.

В настоящее время завершены работы по геоинформационному картографированию современной овражной эрозии с использованием космических снимков высокого разрешения, не уступающих аэрофотоснимкам по детальности и возможностям отображения линейных форм эрозии на склонах [12, 17, 31].

Основной целью исследования является типологическое районирование современной овражной эрозии в регионе Среднего Поволжья с использованием бассейнового подхода и определение природно-антропогенного фона их развития.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Регион исследования относится к части Среднего Поволжья (рис. 1), включает в себя три субъекта РФ (Чувашию, Татарстан и Ульяновскую область) общей площадью 123,3 тыс. км². Широкими долинами р. Волги и ее самого крупного притока — р. Камы — вся территория делится на четыре неравных по площади физико-географических рай-

она. Самый крупный из них — Предволжье, далее, в порядке убывания площади, следуют Закамье, Предкамье и Заволжье.

Ландшафтные условия развития овражной эрозии. Поскольку овражная эрозия — многофакторный процесс, для выявления пространственных закономерностей ее развития необходимым условием является оценка природно-антропогенного фона территории. Для решения этой задачи проведено комплексное физико-географическое районирование региона Среднего Поволжья.

При любом тематическом районировании различают типологический и региональный подходы. При типологическом подходе учитываются наиболее существенные признаки, характерные для определенного таксономического уровня районов [1, 14], и опускаются многие частные их особенности. В этом случае характеристика дается не каждому контуру, а группе контуров, относящихся к данному типу. Региональный подход предполагает такую дифференциацию территориальных единиц, каждая из которых выделена на основе принципа однородности и характеризуется ясно выраженной индивидуальностью, а их свойства не проявляются в смежных районах [21]. В настоящем исследовании осуществляли типологическое районирование с целью выделения однородных по набору признаков территориальных единиц в ранге района. На региональном уровне в условиях Восточно-Европейской равнины развиты три основных типа природно-территориальных структур: 1) ячеистый (физико-географические и геоморфологические области и провинции); 2) изопотенциальный, с векторными полями (биоклиматические зоны и подзоны); 3) бассейновый тип [15]. В качестве единиц пространственного районирования и структурно-функционального анализа использовали бассейны малых рек, каждый из которых имеет четко выраженное местоположение в геопространстве и в пределах которых определялась густота овражного расчленения.

При районировании соблюдали следующие основные принципы. Во-первых, его проводили с учетом вещественно-морфологических признаков, отражающих важнейшие закономерности пространственной изменчивости ландшафтных условий, обусловленных взаимодействием как зональных, так и а зональных природных факторов. Во-вторых, соблюдали требование соразмерности выделяемых на каждой ступени районирования территориальных комплексов, которые должны быть отнесены к одному рангу. В-третьих, районирование осуществляли по принципу снизу—вверх, т.е. от частного к общему.

Территория Среднего Поволжья неоднократно служила объектом ландшафтного (физико-географического) районирования. Об этом сви-

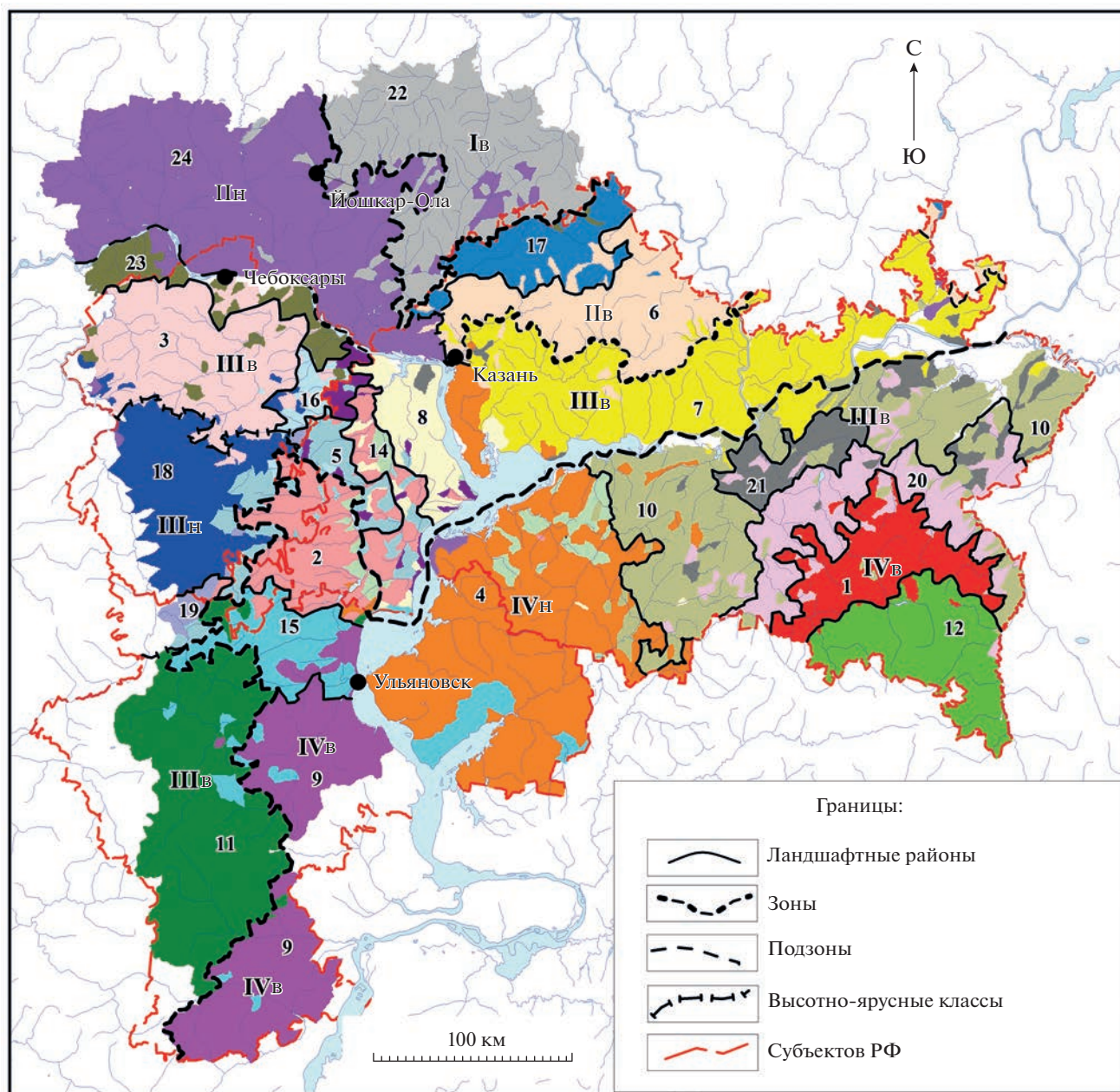


Рис. 1. Ландшафтное районирование Среднего Поволжья. Условные обозначения: I – бореальная умеренно-континентальная (южно-таежная); II – бореальная умеренно-континентальная (подтаежная); III – суббореальная северная семигумидная (широколиственная); IV – суббореальная северная семигумидная (лесостепная); н – подкласс низменных равнин; в – подкласс возвышенных равнин; цифрами обозначены номера ландшафтных районов (табл. 1).

детельствуют существующие схемы районирования [26, 14, 23]. Большинство авторов признают, что во внутризональной дифференциации ландшафтов существенную, часто решающую роль играют геолого-геоморфологические условия, являющиеся факторами азональными. Особенно это заметно на нижних ступенях ландшафтной классификации, когда литоморфный фактор является определяющим критерием при выделении родов и видов ландшафтов. Во всех существую-

щих схемах районирования наиболее спорным вопросом остается проведение зональных и подзональных ландшафтных границ, отличающихся наибольшей сложностью в условиях сочетания дискретных и континуальных типов границ (в данном исследовании это стык лесной и лесостепной зоны).

В предлагаемой схеме ландшафтного районирования по возможности наиболее полно учтены

не только факторы, непосредственно влияющие на эрозию, но также условия, оказывающие на нее опосредованное воздействие. На этапе формирования системы приоритетными были признаки, имеющие достаточное разнообразие своих значений и доступные для измерения с целью получения массового дискретного материала. Учитывали как зональные, так и региональные факторы территориальной дифференциации. При информационной оценке геокомплексов регионального уровня использовали известный принцип “черного ящика”. В соответствии с ним в качестве входных параметров, определяющих пространственную дифференциацию ландшафтов, отобраны ландшафтно-геофизические, геолого-геоморфологические и биотические признаки. Например, в качестве ландшафтно-геофизических признаков выступали: годовая суммарная радиация; модуль среднегодового половодного и годового стока; эрозионный индекс дождей осадков максимальной 10- и 30-минутной интенсивности; гидротермический коэффициент; коэффициенты стока и континентальности климата; максимальная высота снежного покрова; подземный и поверхностный речной сток; годовая сумма осадков; сумма осадков за теплый период года; валовое увлажнение территории; запасы воды в снежном покрове; радиационный баланс; сумма биологически активных температур. В состав геолого-геоморфологических признаков включены такие характеристики, как густота долинного расчленения; гранулометрический состав почвенного покрова; состав подстилающих горных пород; средняя крутизна бассейнов; глубина эрозионного расчленения; средняя длина склонов речных долин и балочной сети; распределение рельефа по ступеням абсолютных высот; минимальная, максимальная, средняя высота и среднеквадратичное отклонение абсолютных высот в бассейне; запасы и содержание гумуса в почвенном покрове; мощность чехла делювиально-солифлюкционных суглинков. Первичная продуктивность ландшафтов включена в биотический блок и рассматривалась как интегральный ландшафтно-геофизический показатель функционирования геосистем.

К выходному блоку геокомплексов регионального уровня отнесены такие показатели, как густота балочной сети, подтипы почвенного покрова; лесистость и залуженность бассейнов. Эти параметры позволяют проводить зонально-региональную индикацию видов ландшафтов и являются их важными диагностическими признаками.

Таким образом, для целей ландшафтного районирования региона привлечено более 40 различных показателей. Источники формирования этой геобазы данных ранее опубликованы [9].

Использованная методика автоматизированного выделения однородных районов, благодаря детальности и многоаспектности исходной информации, соответствующей речному бассейну и объединению признаков от частного к общему, позволила уйти от субъективного подхода в генерализации результатов, возникающей при “ручном” методе районирования. В качестве метода районирования были привлечены искусственные нейронные сети [30] с первоначальной разбивкой всей выборки на 121 класс. Такое количество классов в дальнейшем позволяет, используя методы иерархической классификации, сгруппировать большое количество классов в обозримые для анализа гомогенные группы или районы. Территория районирования в северной части региона Среднего Поволжья была несколько расширена. Связано это с необходимостью более точного установления границы южной части лесной зоны, поскольку здесь проходит зональная граница, разделяющая два биоклиматических пояса умеренных широт: бореальный (таежно-лесной) и суббореальный (лесостепной и степной). После выделения ядер и последующей процедуры слияния классов в регионе был выделен 21 ландшафтный район (рис. 1). Полученные ландшафтные рубежи соответствуют границам районов, извилистость которых определяется конфигурацией речных бассейнов. При проведении зональных границ обобщали ареалы, состоящие из нескольких небольших по площади бассейнов, типологически однородных, но расположенных в отрыве от основного ядра района. Граница между бореальной и суббореальной зоной проведена с учетом распределения таких параметров, как сумма биологически активных температур (в полосе значений 2100–2150°C); годового радиационного баланса (1500–1550 Мдж/м²) [3]; радиационного индекса сухости (в полосе значений 1.0–1.05).

В соответствии с проведенным районированием территории исследования каждый выделенный район можно отнести к следующим высотно-ярусным классам и зонально-секторным типам ландшафтов:

- бореальные (восточноевропейские) умеренно-континентальные подтаежные возвышенные (районы 6, 17);

- суббореальные северные семигумидные (восточноевропейские) широколиственные возвышенные (районы 3, 5, 7, 8, 11, 14, 16, 19, 23);

- суббореальные северные семигумидные (восточноевропейские) широколиственные умеренно-континентальные низменные (район 18);

- суббореальные северные семигумидные (восточноевропейские) умеренно-континентальные лесостепные низменные (район 4);

- суббореальные северные семигумидные (восточноевропейские) умеренно-континенталь-

ные лесостепные возвышенные (районы 1, 2, 9, 10, 12, 15, 20, 21).

Основные характеристики ландшафтных условий региона, на фоне которых происходит развитие овражной эрозии, представлены в табл. 1. В почвенном покрове северной части региона на низменных, на полностью облесенных участках Чувашии и Предкамья Татарстана доминируют дерново-подзолистые (Albic Glossic Retisols (Abruptic, Loamic, Ochric)) почвы. Светло-серые лесные (Luvic Retic Greyzemis Phaeozems (Loamic)) почвы широко распространены в северной части Приволжской возвышенности и в Предкамье Татарстана. Из почв черноземного (Chernozems) ряда наибольшее развитие получили выщелоченные черноземы (Luvic Chernic Phaeozems and Luvic Chernozems) (604 бассейна), развитые в бассейнах рек центральной части Приволжской возвышенности и в Закамье Татарстана.

Методика анализа современного овражного расчленения. Картографирование современной овражной эрозии проведено методом визуального дешифрирования космических снимков высокого и сверхвысокого разрешения за период 2017–2021 гг., которые предоставлены ресурсами Яндекс, Google, Bing, ESRI, Nokia. Для определения овражных форм по космическим снимкам была сформирована система дешифровочных признаков. Главные из них: а) характерная плановая форма с резкими, геометрически хорошо выраженными границами; б) плановая форма оврага, имеющая хорошо различимые границы; в) линейный и дендритообразный рисунок изображения с четко выраженной бровкой и тальвегом; г) косвенные признаки (тени, позволяющие определять поперечный профиль оврага; цвет и тон изображения, выраженные через наличие обнаженных, незадернованных участков). При дешифрировании и последующем картографировании овраги подразделяли по происхождению на первичные (склоновые и береговые) и вторичные (донные) овраги. Более подробно методика дешифрирования овражных форм изложена в ранее [11, 12, 29].

На основе полученных результатов с использованием бассейнового подхода (был взят ранее созданный слой бассейнов малых рек, размещенный на геопортале КФУ <http://bassepr.kpfu.ru/> [32]) выполнено картографирование современного овражного расчленения исследуемой территории. Для каждого бассейна (всего их 1314) вычисляли суммарную протяженность овражной сети, степень овражного расчленения территории, которую определяли по наиболее часто используемым показателям (густоте и плотности оврагов).

С использованием ГИС проведено районирование современной овражной эрозии на территории исследования. Для районирования овражной

эрозии на исследуемой территории были выделены следующие интервалы по густоте оврагов: 1) 0 (отсутствие оврагов); 2) до 5 м/км² (очень слабая); 3) более 5–20 м/км² (слабая); 4) 21–50 м/км² (умеренная); 5) 51–100 м/км² (сильная); 6) 101–500 м/км² (очень сильная). Каждому интервалу на карте соответствует определенный цвет. Отмечается, что при выделении районов с различной интенсивностью овражной эрозии, при их ранжировании исследователи, в отличие от используемых показателей овражности, не столь единогласны. Так, на наиболее известной из опубликованных карт овражной эрозии России [5] районы выделяются по другим интервалам: очень слабой заовраженности (менее 0.01 км/км²); слабой (от 0.01 до 0.02 км/км²); умеренной (средняя густота – 0.06 км/км²); значительной (средняя густота – 0.3 км/км²); сильной (средняя густота – 0.9 км/км²) и очень сильной (густота – более 1.3 км/км²). Эта карта районирования отражает развитие оврагов 30–40-летней давности и выполнена по другим методическим правилам и источникам. В частности, из-за использования в качестве источника топографических карт получены несколько завышенные значения показателей за счет отнесения к оврагам крупных промоин. Кроме того, в первый интервал нецелесообразно включать нулевые значения овражности. Логично при таких значениях отдельно выделить районы с полным отсутствием оврагов. Остальные градации овражности во многом близки к предлагаемой в настоящей работе классификации.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Суммарная протяженность овражной сети на исследуемой территории составила 1449 км, средняя длина оврагов – 65 м (табл. 2), а средняя густота оврагов для всей территории исследования – 31 м/км². Из всех овражных форм преобладающее большинство относится к склоновому типу – 88%. На береговые овраги приходится 7%, на донные – 5%.

Доминирующими (84% бассейнов) являются районы либо с отсутствием овражного расчленения, либо имеющие слабую или очень слабую овражность. Районы с очень сильной овражной эрозией встречаются лишь в 2% бассейнов (рис. 2, табл. 3).

Пространственное развитие оврагов и ландшафтные условия региона. Сильная и очень сильная овражная эрозия (рис. 3) практически повсеместно развита в Западном Предкамье на возвышенных ландшафтах подтаежной (районы 6, 17) зоны. Такая же овражность характерна для возвышенных широколиственных ландшафтов Предволжья и Предкамья Татарстана (районы 3, 5, 7, 8, 14, 16, 19, 23). Еще один район с сильной и очень силь-

Таблица 1. Осредненные показатели водного и теплового режима по ландшафтным районам

№ района на карте	Радиационный индекс сухости	Гидротермический коэффициент	Коэффициент континентальности	Годовая сумма осадков, мм	Поверхностный речной сток, мм	Запасы воды в снеге, мм	Сумма биологически активных температур, °С	Средняя крутизна, мин	Типы пород	Гранулометрический состав	Подтип почвы	Лесистость, %
Бореальные (восточноевропейские) умеренно-континентальные подтаежные возвышенные												
17	1.05	1.75	2.22	605	148	101	2061	68	1	0	3; 1	23.5
6	1.04	1.75	2.21	590	144	108	2143	91	1	0; 1	3; 1	11.9
Суббореальные северные семигумидные (восточноевропейские) широколиственные возвышенные												
8	1.14	1.72	2.22	611	113	93	2195	126	1	0	4; 3	19.7
16	1.05	1.82	2.10	622	135	80	2163	100	1	0	4	5.9
19	1.06	1.66	2.11	622	144	69	2297	172	3	0	4; 5	5.5
7	1.05	1.67	2.27	589	135	114	2191	87	1; 5	0; 1	3; 1	23.5
23	1.10	1.77	2.15	619	118	90	2190	164	1	0	3; 4	18.7
11	1.11	1.55	2.37	598	113	77	2304	259	4	0; 1	4; 5; 3	43
5	1.10	1.72	2.19	617	124	82	2241	100	1; 3	0; 2	4; 6	12.3
14	1.08	1.62	2.16	615	114	85	2256	54	5	0	6	11.3
3	1.07	1.84	2.10	625	155	91	2208	109	1; 3	0; 2	3; 4	16.5
Суббореальные северные семигумидные (восточноевропейские) широколиственные умеренно-континентальные низменные												
18	1.03	1.79	2.10	632	158	90	2242	79	6; 3	0; 3	1	70.7
Суббореальные северные семигумидные (восточноевропейские) умеренно-континентальные лесостепные низменные												
4	1.14	1.56	2.25	615	108	79	2285	4	48	0; 1	6; 5	24.3
Суббореальные северные семигумидные (восточноевропейские) умеренно-континентальные лесостепные возвышенные												
1	1.15	1.54	2.45	567	109	87	2183	155	1; 2	0	6; 8	29.4
2	1.13	1.68	2.25	608	110	75	2263	69	3; 1	0; 2	6	5.2
9	1.22	1.38	2.25	564	85	84	2412	318	4; 3	0; 1	6; 9; 5	21.4
20	1.14	1.53	2.45	575	113	81	2190	123	1; 5	0	6; 8	23.6
21	1.09	1.57	2.39	588	121	88	2181	108	1; 5	0	4; 3	27.0
12	1.13	1.61	2.19	616	108	99	2128	143	1; 2	0	6; 8	23.4
15	1.16	1.52	2.30	595	101	67	2314	141	3; 4	0; 1	6; 8	13.1
10	1.10	1.54	2.35	587	118	87	2195	56	5; 1	0	6	13.8

Примечание: По районам 22, 24 характеристики не приводятся, так как они выходят за пределы территории исследования.
Типы пород: 1 – глинисто-мергельная и глинисто-известняковая пачка татарского яруса, белевской свиты и уфимского яруса пермской, триасовой систем (P_2^{1-3}); 2 – известняки и доломиты карбона и перми ($P_2^{K_2}$); 3 – песчано-глинистые образования юры и нижнего мела (J_3-K_1); 4 – мел-мергельная и песчано-кремнистая толща верхнего мела и палеогена (P_g-K_2); 5 – песчано-суглинистая пачка неогена и плейстоцена (N–Q); 6 – пески и супеси неогена и плейстоцена (Q_n). На первом месте стоят индексы, соответствующие частоте встречаемости пород данного типа не менее 60%.
Преобладающий гранулометрический состав: 0 – глинистые и тяжелосуглинистые; 1 – среднесуглинистые; 2 – легкосуглинистые; 3 – супесчаные.
Подтипы почв: 1 – дерново-подзолистые (Albic Glossic Retisols (Abruptic, Loamic, Ochric)); 2 – дерново-карбонатные (Eutric Rendzic Mollic Leptosols); 3 – светло-серые лесные (Luvic Retic Greyzemic Phaeozems (Loamic)); 4 – серые лесные (Luvic Retic Greyzemic Phaeozems (Loamic)); 5 – темно-серые лесные (Luvic Retic Greyzemic Phaeozems (Loamic)); 6 – черноземы выщелоченные (Luvic Chernic Phaeozems and Luvic Chernozems); 7 – черноземы оподзоленные (Luvic Greyzemic Chernic Phaeozems); 8 – черноземы типичные (Haplic Chernozems (Pachic)); 9 – черноземы типичные карбонатные (Haplic Chernozems (Pachic)).

Таблица 2. Количество оврагов и суммарное распределение длин

Параметр	Склоновые	Береговые	Донные	Сумма
Количество овражных форм, ед.	19861	1628	1179	22668
Общая сумма длин, км	1287	22.9	139.2	1449.1
Средняя длина, м	65	14.1	118.1	—

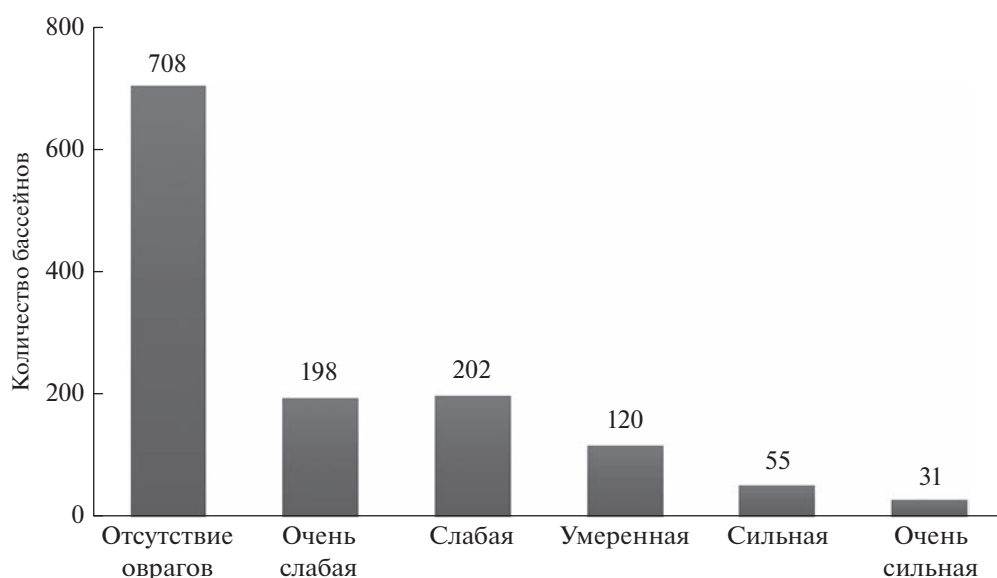
Таблица 3. Статистические показатели густоты оврагов в эрозионных районах

Параметр	Густота оврагов, м/км ²				
	>0–5	>5–20	21–50	51–100	101–500
Среднее значение	2.1	11.4	32.5	67.4	161.8
Медиана	1.9	10.9	32	65.1	137.5
Среднеквадратичное отклонение	1.4	4.4	8	13.3	60.4

ной овражностью находится в Предволжье Ульяновской области в суббореальных возвышенных лесостепных ландшафтах района 9. Здесь овраги возникают на крутых склонах, имеющих самые высокие по региону значения крутизны (более 5°) и развития хорошо размываемых песчано-глинистых образований юры, нижнего мела, мел-мергельных и песчано-кремнистых пород верхнего мела и палеогена. Овраги размывают выщелоченные, оподзоленные и типичные карбонатные черноземы (Luvic Chernic Phaeozems and Luvic Chernozems, Naplic Chernozems (Pachic)). Локально (на севере ландшафтного района 11) сильная овражность также встречается в подклассе возвышенных ландшафтов на южном крыле подзоны широколиственных лесов с высокими значениями средней крутизны склонов (4.5°) на мел-мер-

гельных и песчано-кремнистых породах верхнего мела и палеогена. Размываются светло-серые и серые лесные (Luvic Retic Greyzemic Phaeozems (Loamic)) почвы. Но в этом районе овраги полностью пропадают в центральной и западной частях в условиях сплошной залесенности, имеющих один из самых высоких показателей средней лесистости (43%) (табл. 4, рис. 4).

Районы с умеренной овражной эрозией в целом повторяют пространственные закономерности их развития от ландшафтных условий, которые характерны для сильной и очень сильной овражности. Наибольшее развитие умеренной овражности проявляется в подтаежных ландшафтах в восточной части района 6, на юге — в широколиственных лесных (район 5) и лесостепных возвышенных ландшафтах (районы 2 и 15).

**Рис. 2.** Распределение бассейнов по степени проявления овражной эрозии.

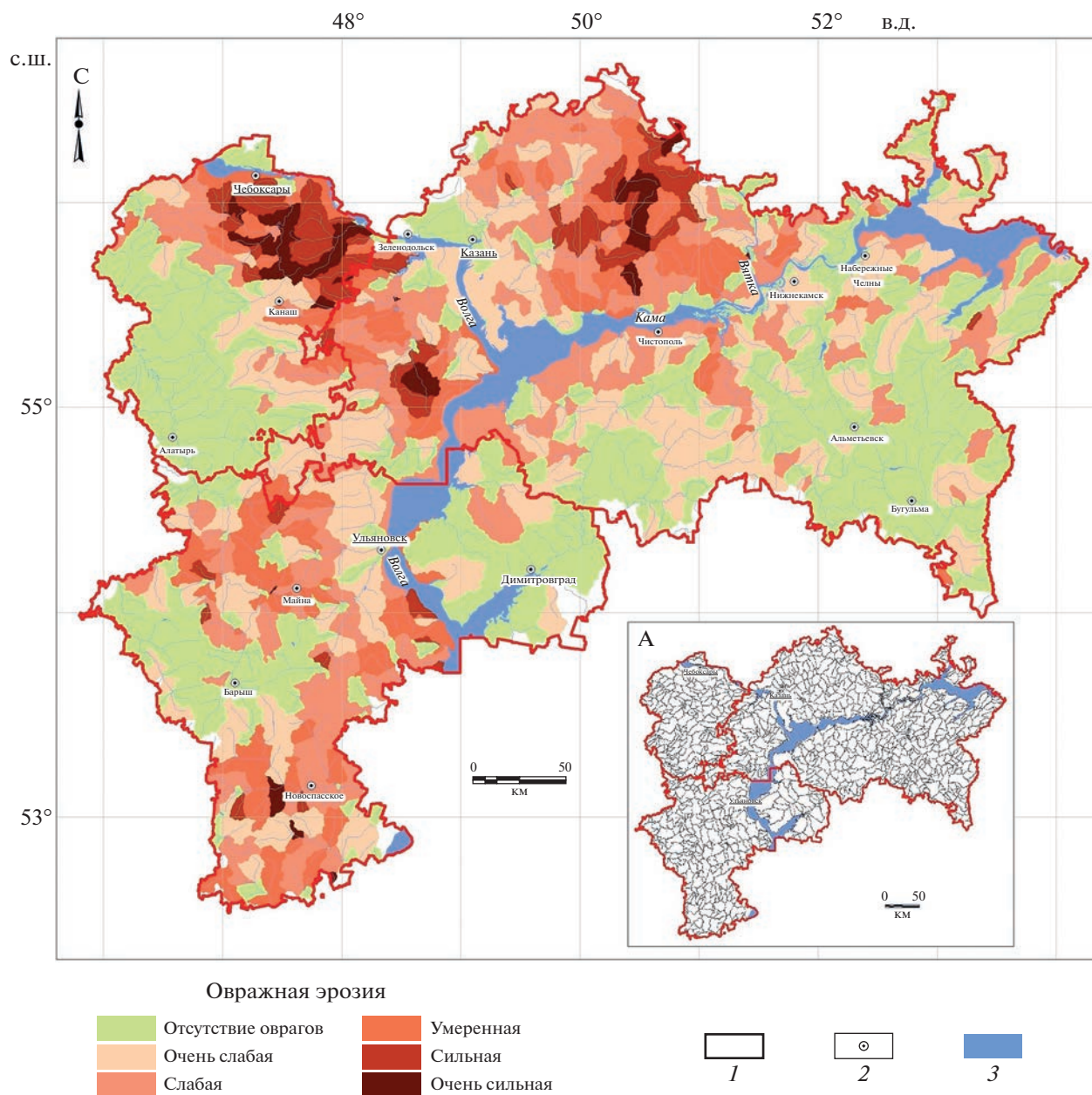


Рис. 3. Районирование современной овражной сети на территории исследования: 1 – границы Республики Татарстан, Чувашии и Ульяновской области, 2 – населенные пункты, 3 – водные объекты; А – границы бассейнов малых рек.

Общий фон интенсивности овражной эрозии резко снижается в лесостепной зоне на левобережной части долин Волги и Камы вне зависимости от подкласса ландшафтов. Здесь, как правило, на террасовом комплексе этих крупных рек расположены районы с умеренной овражностью. Даже в ландшафтном районе 12, приуроченном к Бугульмино-Белебеевской возвышенности, доминирует *очень слабая овражность или овраги полностью отсутствуют*. Несмотря на высокую крутизну склонов, проявления овражной эрозии здесь локальны благодаря довольно большой за-

лесенности (23.4%), сохранившейся на нераспаиваемых склонах возвышенности с трудноразмываемыми известняками и доломитами карбона и перми.

Таким образом, пространственное развитие оврагов, в целом хотя и подчиняется ландшафтным условиям, в которых они формируются, но не обнаруживает черт зональности, поскольку ключевые факторы оврагообразования – рельеф и состав горных пород – по своей сути в геопространстве аazonальны. Гидроклиматические условия, формирующие поверхностный сток и эрозию,

Таблица 4. Природно-антропогенные условия развития оврагов в бассейнах [33]

Параметр	Густота оврагов, м/км ²					
	0	>0–5	>5–20	21–50	51–100	101–500
	отсутствие оврагов	очень слабая	слабая	умеренная	сильная	очень сильная
Общая площадь, км ²	47149	28218	24076	12807	5031	2572
Средняя площадь, км ²	66.6	142.5	119.2	106.7	91.5	83
Средняя протяженность овражной сети, м	0	292	1325	3427	6086	12258
Количество вершин оврагов	0	1049	4186	6149	5569	5742
Средняя высота, м	138	155	150	164	150	140
Средняя крутизна склонов, град	1.63	1.71	1.73	1.92	1.85	2.04
Эрозионный потенциал рельефа	0.72	0.72	0.72	0.82	0.76	0.90
Среднее годовое количество, мм	522	524	525	522	530	528
Среднее количество осадков за холодный период года, мм	162	163	163	159	162	160
Среднее количество осадков за теплый период года, мм	360	361	362	363	368	368
Лесистость, %	27.4	21.4	15.3	18.3	9.6	7.6
Распаханность, %	31.1	46.5	49.2	45.7	49.8	43.2
Залуженность, %	36.6	30.5	33.9	34	38.8	47.7
Модуль стока воды, м ³ /(с км ²)	0.0036	0.0037	0.0036	0.0037	0.0038	0.0038
Годовой слой стока воды, мм	113	116	113	116	119	120

наоборот, зональны. Но в пределах исследуемого региона, включающего южную оконечность бореальных лесов и часть лесостепной зоны, — изменяются не столь контрастно как геолого-геоморфологические условия, чтобы придать процессу оврагообразования черты зональности.

Динамика развития овражной эрозии. Современная овражность региона в целом коррелирует с районами различной густоты овражного расчленения полувековой давности [10, 19, 31] с той лишь разницей, что почти для всех районов в настоящее время этот показатель, как минимум, сократился на порядок. Например, современная густота овражного расчленения по сравнению с густотой 1950-х гг. в Татарстане уменьшилась в среднем на 230 м/км². В пределах Предволжья наибольшая густота оврагов была в Предволжье Ульяновской области. Заметное уменьшение овражности отмечается в Восточном Предкамье на территории Татарстана, тогда как более полувека назад здесь были овражные районы с густотой расчленения, характерной для Западного Предкамья.

Важную роль в динамике развития овражной эрозии играют изменения в землепользовании территории. Например, причиной высоких скоростей роста отдельных оврагов в пределах Восточного Закамья Татарстана, несмотря на значи-

тельную залесенность этой части, является более позднее освоение территории (вырубка лесов, распашка земель, интенсивная эксплуатация недр при добыче нефти и газа), а, значит, более позднее по сравнению с другими районами заложение оврагов [19]. Отличия Восточного и Западного Предкамья, выявленные современными исследованиями, также можно объяснить переводом пашни в категорию земель, занятых промышленными объектами (создание свободной экономической зоны “Алабуга” в Восточном Предкамье), что привело к резкому уменьшению числа активно растущих оврагов.

Оценка изменений землепользования и ее роль в динамике овражности проведена для части территории (регион Предволжья и Западного Предкамья Татарстана) в 458 бассейнах общей площадью более 20 300 км² с использованием архивов сканерных снимков системы Landsat. Проведенная оценка изменений землепользования в 2019 г. относительно 1985 г. показала сокращение площади пашни почти на 10%, при этом доля лесов выросла на 40.9%, а сенокосы и пастбища сократились на 8.7%. В период 2003–2019 гг. для данной территории площадь пашни практически не менялась. В результате наложения тальвегов оврагов на карту землепользования (2013–2019 гг.) было отмечено, что большое количество оврагов

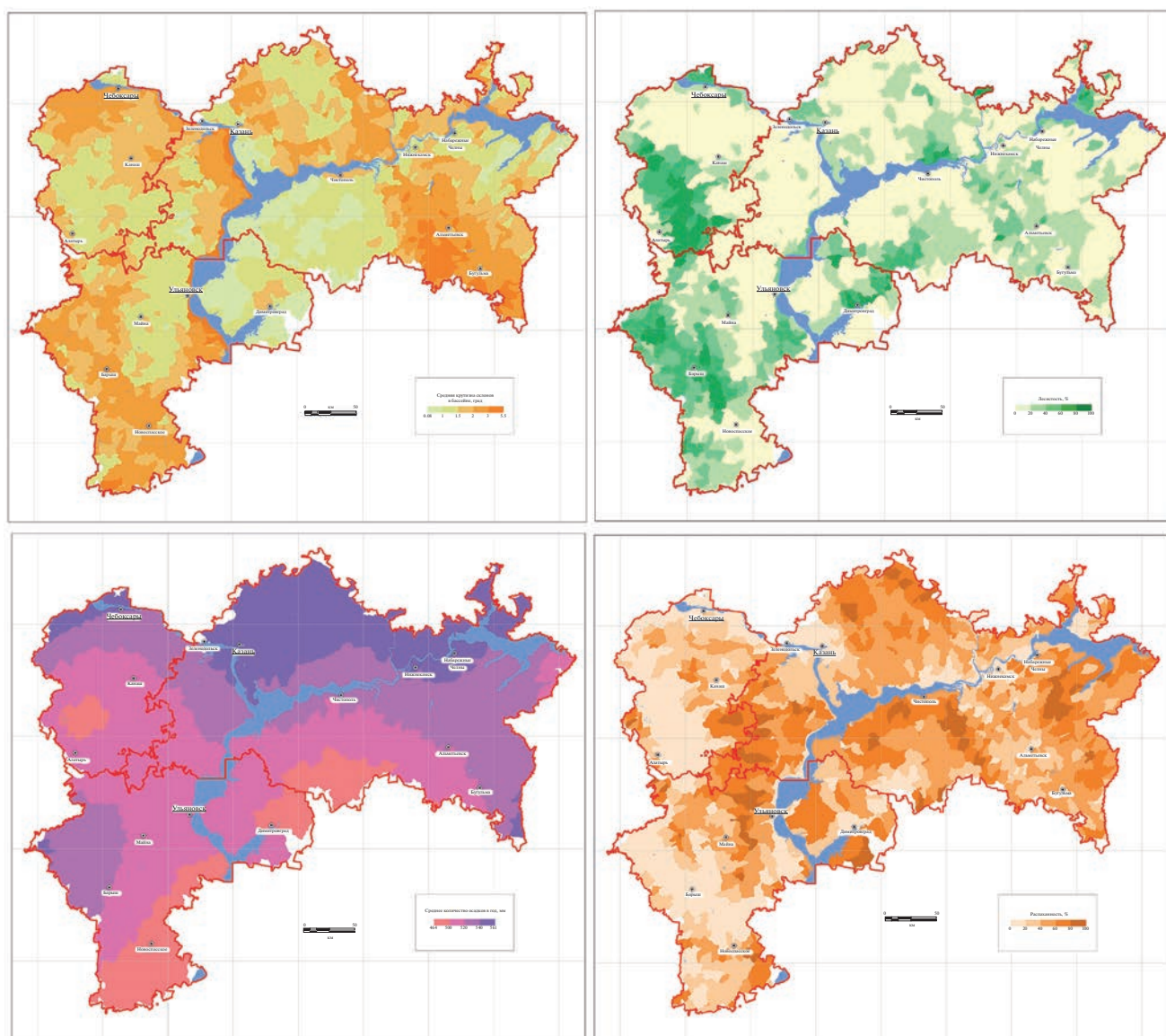


Рис. 4. Природно-антропогенные условия развития оврагов в бассейнах [33].

попадают в категорию лугов, также часть оврагов располагается в пределах населенных пунктов. Однако проведенный корреляционный анализ между изменением густоты овражной сети и изменениями в распаханности, залесенности и залуженности бассейнов не выявил никакой значимой связи (коэффициенты корреляции — 0.014, 0.005 и 0.003 соответственно) [12]. Возможно, что роль динамики землепользования на овражность территории становится заметна при более существенных изменениях этих параметров. Сказывается на результатах статистического анализа и методический подход. Все показатели так же, как сама овражность выражены осредненными значениями для территории всего бассейна. А оврагообразование — это очень локализованный в

геопространстве процесс. Поэтому для более подробного анализа был выбран тестовый бассейн, расположенный в пределах Предволжья и относящийся к району с очень сильной овражной эрозией. Показатель густоты оврагов в его пределах уменьшился в 2.3 раза за 50-летний период (табл. 5). Площадь пашни с 1985 г. сократилась примерно на столько же, на сколько увеличилась площадь, занятая лугами и лесом.

На рис. 5 представлены аэрофотоснимок (1969 г.) и космический снимок (2022 г.) фрагмента территории исследуемого бассейна, анализ которых подтверждает результаты оценки изменений землепользования. За прошедший период сформирована лесозащитная полоса, пересекающая пашню в центральной ее части. Отчетливо про-

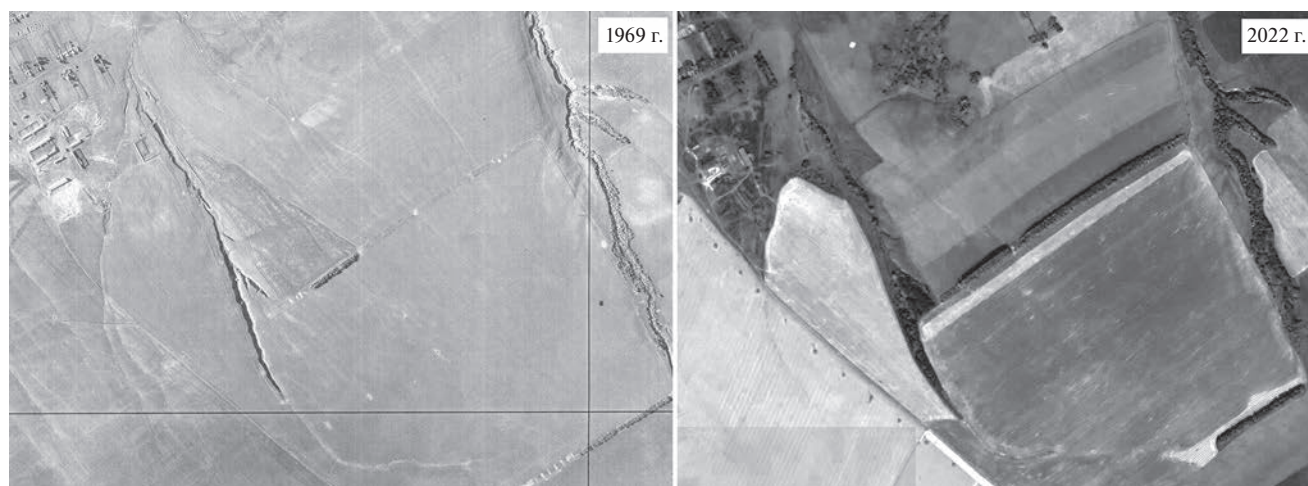


Рис. 5. Изменения овражной сети за период 1969 г. (фрагмент АФС) по 2022 г. (фрагмент космического снимка) на территории Республики Татарстан (с. Ямбухтино, 55°04'10" N, 48°44'43" E).

слеживается изменение состояния эрозионных форм, граничащих с пашней. На снимке 1969 г. овраги имеют хорошо выраженную бровку, тальвеги и незадернованные склоны. Снимок 2022 г. свидетельствует о прекращении активной фазы их роста: эрозионные формы покрыты древесно-кустарниковой растительностью, тальвеги не выражены, фаза активного роста оврагов завершена. Следует также отметить изменения пахотных земель в сторону уменьшения их площадей. Вполне очевидным является тот факт, что за последние 53 года здесь произошло затухание овражной эрозии. Бывшие овраги различного типа, по сути, трансформировались в балочные формы. Редуцирование оврагов, представленных на этом фрагменте территории, произошло благодаря противоэрозионному эффекту лесных насаждений, а также уменьшению площади пашни и залужению оврагов. Подобная тенденция характерна и для других территорий интенсивного земледелия европейской части России. Например, для юга Среднерусской возвышенности (Белгородская область) в 63 овражно-балочных системах, суммарной площадью 10310.2 га, проведены исследования на основе разновременных спутниковых данных 1970 и 2014–2015 гг. по детальному пространственному анализу изменений в площади и расположении лесов [27]. В частности, установлено, что лесистость исследуемых овражно-балочных систем, типичных для региона, за последние полвека выросла с 3.6 до 22.7%, т.е. в 6.3 раза. Эти данные также могут свидетельствовать о стабилизации и затухании оврагообразования.

Овраги возникают благодаря концентрации поверхностного склонового стока. Изменения, происходящие в периоды талого и ливневого стока, безусловно, — важнейший фактор как заложения новых, так и динамики развития существую-

щих оврагов. Поэтому еще одной главных причин, определяющих динамику овражности, являются изменения в климатической системе. Например, в регионе наблюдается тенденция к увеличению среднемесячных температур воздуха зимой. При этом наиболее быстрыми темпами уменьшается суровость в январе [6]. Все это приводит к уменьшению глубины промерзания почвы и, как следствие, снижению показателей талого стока. Отмечено, что в 1950–1970-х гг. на территории исследования самый значительный линейный прирост оврагов наблюдался в период талого стока. Но в настоящее время по многолетним данным полевого мониторинга роста оврагов на территории Удмуртии из-за снижения глубины промерзания почв в зимние месяцы, значительно снизился поверхностный сток с водосборов оврагов в период весеннего снеготаяния. Это привело к снижению в 1998–2014 гг. в 4 раза темпов роста оврагов по сравнению с 1978–1997 гг. [24]. За последние десятилетия существенно изменились объемы талого склонового стока. Косвенно об этом можно судить по величине запасов воды в снеге (табл. 6). Самое значительное уменьшение запасов воды в снеге (а значит и объемов талого стока) наблюдается в лесной и лесостепной зонах

Таблица 5. Характеристики исследуемого бассейна [12, 31]

Площадь бассейна, км ²	52
Густота оврагов (1970-е гг.), м/км ²	507
Густота оврагов (2017–2021 гг.), м/км ²	222
Изменение площади пашни с 1985 по 2019 гг., %	–5.3
Изменение площади леса с 1985 по 2019 гг., %	2.1
Изменение площади луга с 1985 по 2019 гг., %	3.4

Таблица 6. Изменения запасов воды в снеге в сельскохозяйственной зоне европейской части России за период 1960–1980 и 2006–2021 гг. (% от 1960–1980 гг.) [31]

Природная зона	Среднее	Медиана	Минимум	Максимум	СКО*
Лесная	22	24	–12	100	11
Лесостепная	17	18	–22	46	12
Степная	17	14	–48	60	17

* СКО – среднеквадратичное отклонение.

(24 и 18% соответственно). По всей видимости, масштабное редуцирование овражной сети, произошедшее в бассейнах в северной и юго-западной частях региона, во многом обусловлено именно этим фактором.

В теплый период года для возникновения и регрессивного роста оврагов существенное значение играет не общий слой осадков, а их интенсивность. Она выражается так называемым эрозионным потенциалом осадков (или R-фактором). Для региона проведены исследования изменчивости во времени и пространстве эрозионного потенциала осадков максимальной 10-минутной интенсивности за период 1966–2019 гг. [31]. Исследованный 53-летний временной интервал был разбит на два примерно равных периода (1966–1990 и 1991–2019 гг.). Для каждого периода рассчитаны средний многолетний годовой R-фактор и средние многолетние месячные значения R-фактора на метеостанциях, а также относительная разница среднего многолетнего значения коэффициента за второй период по сравнению с рассчитанным средним многолетним значением за первый период. Картографическое изображение среднегодового изменения эрозионной активности осадков между этими двумя периодами для исследуемой территории носят сложный и разнонаправленный характер. На западе и востоке региона наблюдается незначительное (10%) увеличение R. Но здесь густота овражного расчленения и ранее была слабой и очень слабой. В анализируемые периоды на значительной части изучаемой территории выделяется четко выраженная меридионально вытянутая вдоль долины р. Волги область, где R-фактор уменьшился на 10–30%. Однако именно к этой области приурочены районы с сильной и очень сильной овражной эрозией. В то же время, при наложении на эту область карты овражности 50–70-летней давности, можно увидеть очень резкое сокращение густоты овражного расчленения от 200–800 м/км².

Все приведенные причины сокращения овражности, на наш взгляд, достаточно дискуссионные и все еще требуют своего подтверждения. В то же время ключевым фактором существенно сокращения овражной сети, возможно, является эволюционный. Достигнув пика активного развития и состояния динамического равновесия

в середине XX в., овраги переходят в балочную стадию. А изменения в землепользовании и в климате (в первую очередь, значительное уменьшение талого стока) запустили механизм ускоренного перехода оврагов в балочные системы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развитие овражной эрозии во многом определяется ландшафтными особенностями территории. Для выявления этих особенностей проведено автоматизированное комплексное физико-географическое (ландшафтное) районирование методом искусственных нейронных сетей. Использование этого метода, по сравнению с традиционным “ручным” методом комплексного районирования, позволяет учесть максимальное количество параметров. При традиционном районировании исследователь, как правило, работает максимум с 4–5 информационными слоями, тогда как нейросетевой метод может использовать всю доступную совокупность признаков. Кроме того, метод нейросетевого ландшафтного районирования имеет ряд преимуществ и перед традиционными статистическими методами моделирования. Главным его отличием является большое количество степеней свободы, позволяющее строить сколько угодно точные модели, а также способность к самообучению, т.е. коррекции собственной структуры и поведения с учетом вновь поступающих данных. Ценным качеством нейронных сетей является их способность к генерализации и обобщению, выражающаяся в построении удовлетворительных моделей по неполным или сильно искаженным данным.

В районе интенсивного земледелия региона Среднего Поволжья четко выделяется несколько географических центров локализации оврагов. Умеренное и высокое овражное расчленение компактными ареалами приурочено к правобережью долин рек Волги, Камы и Вятки. Овраги формируются в условиях возвышенного и расчлененного рельефа на хорошо размываемых глинисто-мергельных, песчано-мергельных отложениях перми и мел-мергельных и песчано-кремнистых отложениях мела. Лесостепная зона, расположенная к югу от левого склона долин рек Волги и Камы, а также почти вся западная часть региона

характеризуются очень слабым развитием оврагов или их полным отсутствием. На западе этому, в первую очередь, благоприятствует высокая (более 50%) лесистость. А на левобережных склонах долин Волги и Камы — повсеместное развитие устойчивых к эрозии черноземных (Chernozems) почв, пески и супеси неогена, слагающие террасы этих рек, а также плохо размываемые известняки и доломиты перми — на юго-востоке.

Большое значение в развитии овражной эрозии имеют проводимые природоохранные мероприятия и изменения в землепользовании. Перевод сельскохозяйственных земель в другие категории, прекращение распашки территории, восстановление леса представляют собой лимитирующие факторы роста оврагов и появления новых эрозионных форм.

Современная овражность региона с середины прошлого века существенно сократилась. Причиной редуцирования оврагов выступают произошедшие значительные изменения в землепользовании и в климатической системе, оказавшие влияние на параметры поверхностного склонового стока. Но ключевым фактором существенного сокращения овражной сети является эволюционный. Овраги в большинстве случаев завершают активную фазу своего развития и трансформируются в устойчивые к линейной эрозии балочные формы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование (методика, анализ данных, результаты) выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-17-00025; <https://rscf.ru/project/22-17-00025/>).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арманд Д.Л. Наука о ландшафте. М.: Мысль, 1975. 288 с.
2. Бондарев В.П. Инженерная геодинамика овражно-балочных систем. Обзорная информация. М.: Геоинформмарк, 1998. 61 с.
3. Будыко М.И. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 472 с.
4. Бутаков Г.П. Динамика овражной и речной эрозии в конце XX века на территории Республики Татарстан // Современные и древние эрозионные процессы. Казань, 2001. С. 51–67.
5. География овражной эрозии / Под ред. Зориной Е.Ф. М.: Изд-во МГУ, 2006. 324 с.
6. Гоголь Ф.В. Динамика центров действия атмосферы первого естественного синоптического района и их влияния на изменения климата Республики Татарстан в зимнее время. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Казань, 2010. 27 с.
7. Дуглав В.А. Изучение эрозионного расчленения и составление эрозионных карт по аэрофотоснимкам // Вопросы геоморфологии Среднего Поволжья. Уч. зап. Казан. ун-та, 1964. Т. 124. С. 22–30.
8. Дуглав В.А. Составление карт густоты эрозионной расчлененности рельефа // Итоговая научн. конф. КГУ за 1963 г., секция географических, геолого-минералогических наук. Казань, 1964. С. 10–11.
9. Ермолаев О.П. Геоинформационное картографирование эрозии почв в регионе Среднего Поволжья // Почвоведение. 2017. № 1. С. 130–144. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17010075>
10. Ермолаев О.П. Эрозия в бассейновых геосистемах. Казань: Изд-во УНИПРЕСС, 2002. 264 с.
11. Ермолаев О.П., Медведева Р.А., Платончева Е.В. Методические подходы к мониторингу процессов эрозии на сельскохозяйственных землях Европейской части России с помощью материалов космических съемок // Уч. записки Казанск. ун-та. 2017. Т. 159. № 4. С. 668–680.
12. Ермолаев О.П., Медведева Р.А., Иванов М.А. Современная овражная эрозия в лесных и лесостепных ландшафтах востока Русской равнины // Геоморфология. 2021. Т. 52. № 4. С. 28–41. <https://doi.org/10.31857/S0435428121040064>
13. Зорина Е.Ф., Каташ И.Г., Любимов Б.П., Никольская И.И., Прохорова С.Д. Новые типы карт опасности овражной эрозии // Геоморфология. 1992. № 3. С. 25–31.
14. Исаченко А.Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование. М.: Высш. шк., 1991. 366 с.
15. Коломыц Э.Г. Полиморфизм ландшафтно-зональных систем. Пушкино, 1998. 311 с.
16. Косов Б.Ф., Константинова Г.С. Комплексная карта овражности равнинной территории СССР // Геоморфология. 1973. № 3. С. 3–9.
17. Медведева Р.А., Ермолаев О.П. Геоинформационное картографирование овражной сети (на примере ландшафтов Саратовской области) // Известия Русского географического общества. 2022. № 154. С. 3–21.
18. Миронова Е.А. Овражность территории СССР // Геоморфология. 1971. № 3. С. 25–35.
19. Овражная эрозия востока Русской равнины / Под ред. Дедкова А.П. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1990. 142 с.
20. Пространственно-временные закономерности развития современных процессов природно-антропогенной эрозии на Русской равнине / Под. ред. Голосова В.Н., Ермолаева О.П. Казань: Изд-во АН РТ, 2019. 372 с.
21. Ретеюм А.Ю. Физико-географическое районирование и выделение геосистем // Вопросы географии. М.: Мысль, 1975. сб. 98. С. 5–27.
22. Рыжов Ю.В. Формирование оврагов на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2015. 180 с.

23. Рысин И.И. Овражная эрозия в Удмуртии. Ижевск: Изд-во Удмурт. ун-та, 1998. 274 с.
24. Рысин И.И., Голосов В.Н., Григорьев И.И., Зайцева М.Ю. Влияние изменений климата на динамику темпов роста оврагов Вятско-Камского междуречья // Геоморфология. 2017. № 1. С. 90–102.
25. Соболев С.С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 308 с.
26. Ступишин А.В., Дуглав В.Н., Лантеева Н.Н. Географический анализ овражно-балочных систем в пределах Татарской АССР. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1980. 152 с.
27. Терехин Э.А. Изменение лесистости овражно-балочных систем юга Среднерусской возвышенности за последние десятилетия // Научные ведомости Белгородского гос. ун-та. Сер. Естественные науки. 2018. Т. 42. № 2. С. 223–230. <https://doi.org/10.18413/2075-4671-2018-42-2-223-230>
28. Физико-географическое районирование Среднего Поволжья / Под ред. Ступишина А.В. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1964. 197 с.
29. Golosov V., Yermolaev O., Rysin I., Vanmaercke M., Medvedeva R., Zaytseva M. Mapping and spatial-temporal assessment of gully density in the middle volga region // Russia Earth Surface Processes and Landforms. 2018. V. 43. P. 2818–2834. <https://doi.org/10.1002/esp.4435>
30. Kohonen T. Self-Organising Maps. Heidelberg: Springer-Verlag, 1997. 416 p.
31. Yermolaev O., Medvedeva R., Poesen J. Spatial and temporal dynamics of gully erosion in anthropogenically modified forest and forest-steppe landscapes of the European part of Russia // Earth Surface Processes and Landforms. 2022. V. 47. P. 2926–2940. <https://doi.org/10.1002/esp.5433>
32. Yermolaev O., Mukharamova S., Maltsev K., Ivanov M., Ermolaeva P., Gayazov A., Mozzherin V., Kharchenko S., Marinina O.A., Lisetskii F. Geographic Information System and Geoportal “River basins of the European Russia” // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2018. V. 107. P. 012108. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/107/1/012108>
33. <http://bassepr.kpfu.ru/> (дата обращения: 01.11.2022).

Gully Erosion Zoning in the Middle Volga Region

R. A. Medvedeva^{1, *} and O. P. Yermolaev¹

¹Kazan Federal University, Institute of Ecology and Environmental Sciences, Kazan, 420008 Russia

*e-mail: gregina8@mail.ru

The article presents a new scheme of zoning of modern gully erosion in a large region of the Russian Federation. Automated landscape zoning by means of artificial neural networks was carried out in order to determine the natural and anthropogenic conditions for the development of the gully network. Erosion zoning was implemented on the basis of large-scale geoinformation mapping of gullies by the method of visual interpretation of high- and ultra-high-resolution satellite images for 2017–2021. The basins of small rivers (1314 in total) with an average area of 91 km² are taken as operational-territorial units. 22688 gullies (including their holes) were identified in the study area, the average length of which is 65 m, and the total length of the gully network is about 1500 km. The density of the gully network averages 12 m/km², reaching a maximum of 301 m/km². The density of gully dissection is used as an indicator for the zoning of gully erosion, this indicator indirectly reflects the intensity of gully formation in geo-space. The dominant (84% of basins) are areas either with no gully dissection or having weak or very weak gully erosion. The main reasons for the widespread damping of gully erosion are related to changes in land use and in the climate system, as well as an evolutionary factor – the transition of many gully forms to the balka stage of development.

Keywords: gully dynamics, automated zoning, geoinformation mapping, spatial analysis