

ИЗ РАБОЧЕЙ ТЕТРАДИ
ИССЛЕДОВАТЕЛЯ

ОСОБЕННОСТИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ
В АЛАСНЫХ ЛАНДШАФТАХ КРИОЛИТОЗОНЫ

© 2020 г. Р. В. Десяткин

Институт биологических проблем криолитозоны СО РАН, Якутск, Россия

E-mail: rvdes@ibpc.ysn.ru

Поступила в редакцию 28.08.2019 г.

После доработки 31.10.2019 г.

Принята к публикации 06.11.2019 г.

На площади распространения многолетнемерзлых пород широкое развитие получили термокарстовые формы рельефа – аласы, представляющие собой котловины разной величины и формы на поверхности равнинных территорий. Установлено, что их образование связано с деградацией льдов ледового комплекса, оседанием и последующим переотложением вмещающих пород. В термокарстовых котловинах формируются сложные по строению и составу полициклические почвообразующие породы, состоящие из прослоев минеральных и органогенных озёрно-болотных отложений. Процесс это длительный, обусловленный ритмическим характером функционирования уникальных интразональных ландшафтов. Аласы могут присутствовать в разных природных зонах (лесостепи, бореальные леса, тундры), а также в долинах рек, посреди гор или плато. Генезис, структура и функционирование аласов изучены ещё недостаточно и требуют внимания исследователей.

Ключевые слова: криолитозона, ледовый комплекс, термокарст, аласные котловины, почвообразование.

DOI: 10.31857/S0869587320020024

На современном этапе существования нашей планеты огромные территории земной суши заняты реликтом плейстоценовых оледенений – многолетнемерзлыми породами. Криолитозона толщиной от 1 до 1500 м в глубину покрывает 17.8 млн км² в Северном полушарии [1], охватывая более 60% территории России [2]. Равнинные и низменные участки криолитозоны плейстоценового возраста, как правило, имеют в своём строении ледовый комплекс, включающий в себя большой объём подземных льдов [2–5] (рис. 1). Подсчитано, что на равнинах арктического побе-

режья Аляски содержится 1675 км³ подземного льда [4], а его объём на территории России оценивают в 19000 км³ [5]. То есть в зоне вечной мерзлоты Северного полушария законсервировано в виде льда примерно столько воды, сколько содержится в Байкале – самом глубоководном озере мира, занимающем первое место на планете по запасам пресной воды.

Разнообразие и объём льдов в ледовом комплексе достаточно полно изучены в центре криолитозоны – на территории Якутии [6], где её площадь достигает 1 млн км². Мощностность и льдистость комплекса в природных зонах региона неодинакова: в приморских низменностях зоны тундры он достигает глубины 60–80 м, льды при этом составляют 70–90% всего объёма [7]; в зоне бореальной тайги мощностность сокращается до 40–60 м при льдистости до 50% [8]. Глубина залегания верхней границы льдов в зоне тундры 0.3–1.0 м, в зоне тайги – 1.9–2.3 м (рис. 2).

Термические условия в голоцене привели к деградации подземных льдов на больших площадях. Вследствие современных изменений климата деградация вновь усилилась [9–21]. Таяние льдов вызвало термокарстовую переработку рельефа,



ДЕСЯТКИН Роман Васильевич – доктор биологических наук, главный научный сотрудник ИБПК СО РАН.

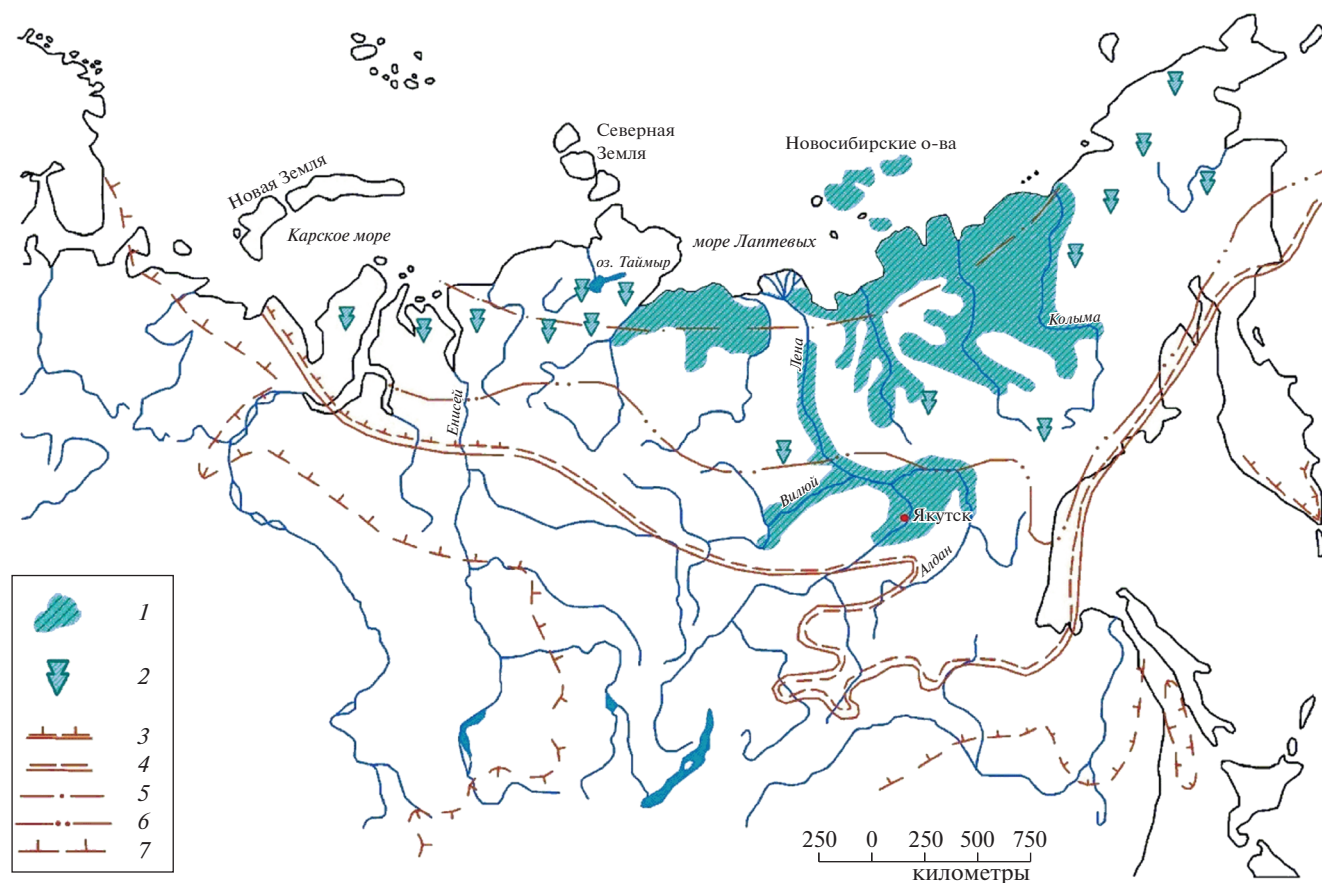


Рис. 1. Схематическая карта распределения ледового комплекса в северной Сибири (по данным Н.Н. Романовского, 1993)

1 – районы с широким распространением ледового комплекса на разных рельефных элементах; 2 – районы с ледяным комплексом, простирающимся в долинах рек и озёрных депрессиях; 3–5 – южные границы районов с современным формированием ледяного клина при следующих условиях: 3 – в торфяных отложениях, 4 – в глинисто-иловых отложениях, 5 – в песчано-галечных отложениях; 6 – южная граница распространения полигональных многоугольников; 7 – южная граница вечной мерзлоты

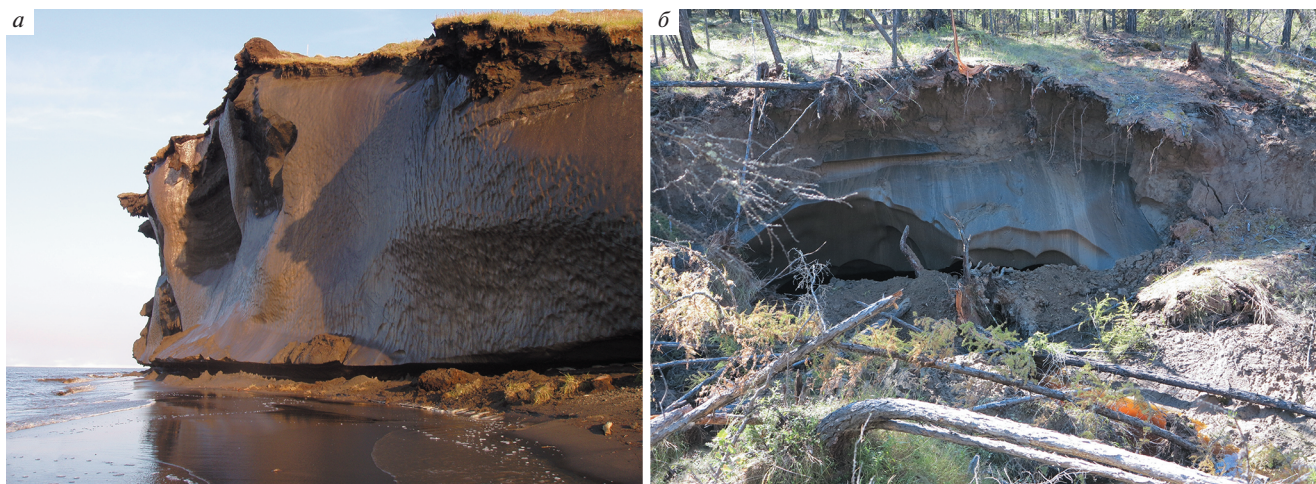


Рис. 2. Входы повторно-жильных льдов на побережье моря Лаптевых (а, фото М.Н. Григорьева), в Центральной Якутии (б, фото автора)

ставшую причиной появления *аласных котловин*. На равнинах бореальной зоны Центральной Якутии в настоящее время насчитывается свыше 16000 аласов общей площадью более 4400 км². Аласные котловины занимают здесь до 20–30% всей территории [22]. В циркумполярных регионах Евразии и Северной Америки в пределах зоны северной тайги, лесотундр и тундр термокарстом переработана огромная площадь, что привело к значительной трансформации почвенного покрова первичных равнин. Например, только около 25% территории Яно-Индибирской и Колымской низменностей представляет собой равнину с ледовым комплексом, на 75% площадей почвенный покров уже переработан термокарстом [23, 24].

В ходе наших исследований проводились полевые работы на таёжно-аласных ландшафтах зоны бореальной тайги в бассейне р. Лены, северных редколесий субарктической зоны бассейна р. Колымы и тундровой зоны побережья моря Лаптевых. Отбор образцов для изучения морфогенетического строения почв проводился по генетическим горизонтам на всю глубину деятельного слоя. Камеральная обработка образцов включала получение аналитических характеристик основных физико-химических свойств почв и валового состава с использованием общепринятых в почвоведении классических методов, а для выявления этапов эволюции почв применялись методы спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродной датировки.

Развитый аласный рельеф (его формирование может проходить в пределах разных природных зон) – это, по сути, *интразональный ландшафт*. Как правило, он возникает, когда какие-либо из факторов, важных для образования ландшафта, настолько сильно выражены, что подавляют или меняют влияние других факторов, например, климата. К интразональным ландшафтам относятся, в частности, болота, пойменные участки, солончаки, мангровые леса. Каждый из них появляется в природной зоне при доминировании какого-либо фактора. Для болот таким фактором выступает переувлажнение грунтов, задерживающее разложение органических остатков и способствующее накоплению торфа. Для пойм рек – это аллювиальный процесс, приводящий к ежегодному отложению наилка (пласта, лежащего на иле) и формированию тонкослоистых почвообразующих пород. Выпотной водный режим почв на аридных территориях приводит к накоплению легкорастворимых солей на поверхности земли, образуя солончаки. Особый приливно-отливной режим морей вблизи устьев рек способствует произрастанию вечнозелёных листовых лесов – мангр. В появлении же и функционировании аласных ландшафтов ведущую роль играют процессы, связанные с термокарстовой деградацией

подземных льдов и криогенезом (главным образом с приставкой “термо” – термоэрозия, термоабразия и т.д.) при активном участии периодически появляющихся и исчезающих водоёмов.

Формирование новых почвообразующих пород в аласах начинается с таяния повторно-жильных льдов ледового комплекса и оседания вмещающих их пород на дно первичных термокарстовых озёр. При этом всё, что покрывало льды в виде почвенного покрова с характерными для плодородного слоя земли генетическими горизонтами, включая органические и гумусовые, а также подстилающие почвы многолетнемерзлые породы, оседает на дно озёр. При водной переработке почвенного слоя и отложений ледового комплекса наблюдается полная деградация морфологического строения почв, а также изменение структуры, гранулометрического и химического состава первичных пород [8, 14, 24–29]. Дальнейшие изменения вновь формируемых почвообразующих пород аласов связаны с функционированием этих уникальных ландшафтов.

Аласные котловины, будучи отрицательными формами рельефа, то есть пониженными участками поверхности суши относительно линии горизонта, и являясь местными центрами аккумуляции, обладают определённым объёмом геохимической ёмкости. Для них характерна замкнутая система круговорота веществ и энергии. С точки зрения правильного понимания динамических процессов в этих природных образованиях и точного представления об их ёмкости важны два понятия: *деятельный слой аласа* и *ёмкость аласной котловины*. *Деятельный слой аласа* – это поверхностная часть аласной котловины, подвергающейся периодическому протаиванию и промерзанию. Она включает в себя сезоннопротаивающий слой почв, аласное озеро и подозёрный талик, под которыми залегает мощная (сотни метров) влагонепроницаемая толща многолетнемерзлых пород. Сумма объёма самой котловины и деятельного слоя аласа (включая озёра и их талики) составляет *ёмкость аласной котловины*, которая строго лимитирована. По этой причине незначительные колебания экзогенных факторов (количество атмосферных осадков, температурные условия и т.д.) находят почти мгновенное отражение в динамике водности замкнутых аласных биогеохимических систем.

Термокарстовое образование аласов, их функционирование и динамика, в совокупности способствующие эволюции природного облика криолитозоны, рассматриваются нами как единый аласный процесс [25, 26]. В качестве ландшафтообразующего он объединяет комплекс элементарных процессов: термокарст (появление молодых термокарстовых котловин), цикличность водности (периодическое образование и



Рис. 3. Схема полициклического почвообразования в аласах
Стрелками показано направление смены стадий и фаз почвообразования

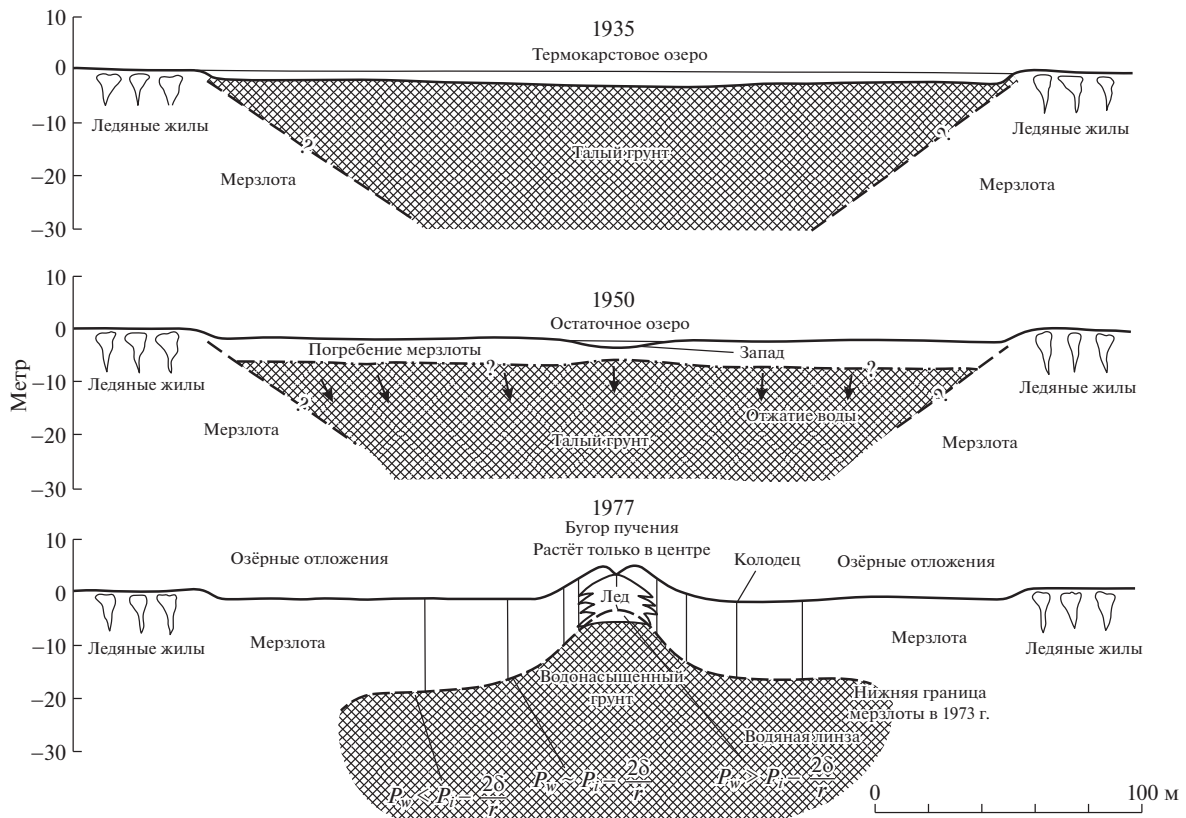


Рис. 4. Образование пинго (булгуннях)
Источник: [30]



Рис. 5. Булгуннях в центре аласного озера, Лено-Амгинское междуречье

исчезновение озёр), термоабразия, термоденудация (полициклическое расширение и углубление термокарстовых котловин), образование подозёрных таликов, перманентная динамика рельефа (рост и деградация пинго), миграция периодически появляющихся озёр внутри аласных котловин. Аласный процесс, разрушая первичные равнины с подземными льдами, расширяя и углубляя котловины, перерабатывая аласные отложения, способствует формированию особых слоистых почвообразующих пород, которые больше нигде в мире не встречаются.

Влиянием аласного процесса объясняется тот факт, что почвообразование в термокарстовых котловинах проходит две стадии развития — гидроморфную (субаквальную) и ксероморфную (собственно педогенную) (рис. 3). На этих стадиях, а также при их переходе друг в друга функционирование аласных ландшафтов способствует прохождению почвами фаз самостоятельного развития: озёрной (субаквальной), болотной (супераквальной, или гидроморфной), луговой (полугидроморфной, или мезоморфной) и остепнённой (ксероморфной).

Цикличность климатических условий вызывает постоянные колебания водности аласов. Даже при относительно коротком вековом солнечном цикле продолжительностью около 90 лет (за всё время существования аласов их было не менее 100) аласы могут по одному разу максимально обводняться и иссушаться. Внутри вековых ритмов действуют кратковременные циклы (Брюкнера — 35–45 лет, Хейла — 22 года и 11-летние циклы солнечной активности), в течение которых степень увлажнения, следовательно, и природный облик аласов претерпевают заметные изменения. После каждого цикла исчезновения озера за счёт промерзания водонасыщенного подозёрного талика происходит изменение рельефа аласных котловин, появляются бугры пучения (булгуннях или пинго) [30–32] (рис. 4). В результате при наступлении следующего влажного периода климатического цикла новое озеро формируется уже на другом участке аласа (рис. 5). Таким путём происходит постепенная миграция аласных озёр по дну котловин и водная переработка почвообразующих пород. При образовании новых озёр у склонов аласа начинается активная фаза терморазрушения коренных берегов с подземными льдами и

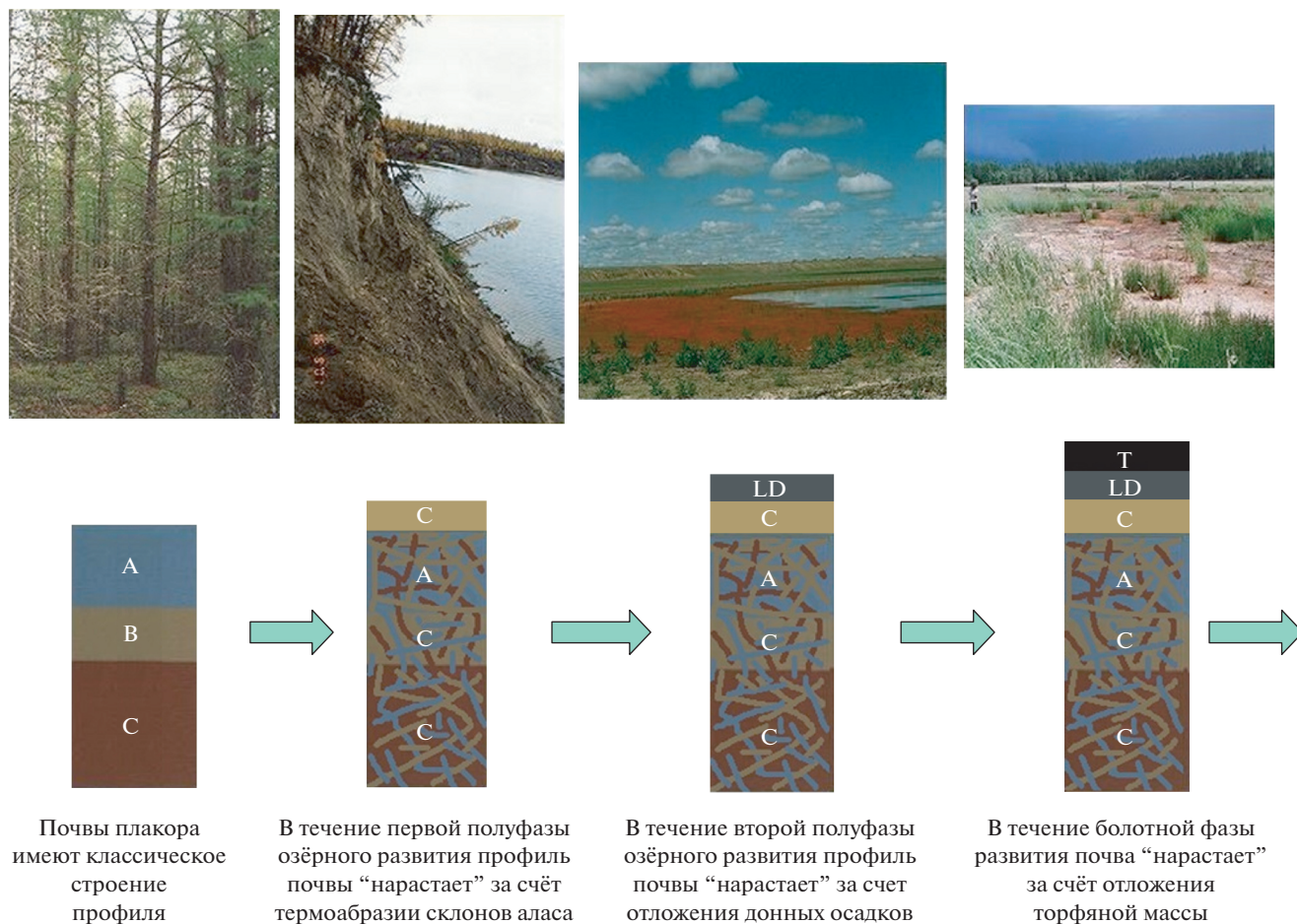


Рис. 6. Схема формирования почвообразующих пород аласов в течение одного цикла водообильности

формирование минерального слоя на поверхности донных отложений озёр [33] (рис. 6).

Гидроморфная стадия совпадает по времени с озёрной фазой развития и в силу больших отличий подразделяется на две полуфазы, первая из которых соответствует полноводному режиму озёр, вторая – высыхающему. Первая половина озёрной фазы характеризуется интенсивной термоабразионной и термоденудационной переработкой берегов озёр и расширением таким путём площади термокарстовых котловин. Расширение термокарстовых котловин сопровождается формированием минеральной прослойки на дне водоёмов за счёт накопления терригенного материала с бортов аласа. С наступлением второй полуфазы развития озера начинается накопление сапропелей. Мелководные аласные озёра в летнее время хорошо прогреваются и по продуктивности водных экосистем относятся к эвтрофным водоёмам [26, 27, 29]. В водах этих озёр выявлен 21 вид зоопланктона, численность отдельных видов достигает 1.5 млн экз./м³, плотность биомассы – 9–10 г/м² [33]. Ещё большую плотность биомассы

12.3–65.0 г/м², в аласных озёрах продуцируют организмы зообентоса, представляющие 17 групп при численности 1500–1600 экз./м². Выявлено, что в аласных озёрах присутствуют 204 вида водорослей численностью 550–600 млн клеток/л, которые производят 30–50 мг/л биомассы. Образованная в течение тёплого периода года биомасса водных организмов в зимнее время частично выпадает в донные осадки озёр и способствует накоплению в них органических и органо-минеральных отложений – сапропелей [29]. Максимальные мощности органогенных отложений в долгоживущих аласных озёрах достигают 4.5–5.0 и более метров.

Таким образом, при прохождении почвообразующими породами аласов озёрной фазы развития их морфологический профиль, образно говоря, “нарастает” на два слоя (см. рис. 5): нижний – сильнодиспергированный минеральный (слой С), верхний – органогенный лимнического происхождения (слой LD). Во второй полуфазе озёрного развития аласного почвообразования на мелководных участках и заболоченных почвах про-

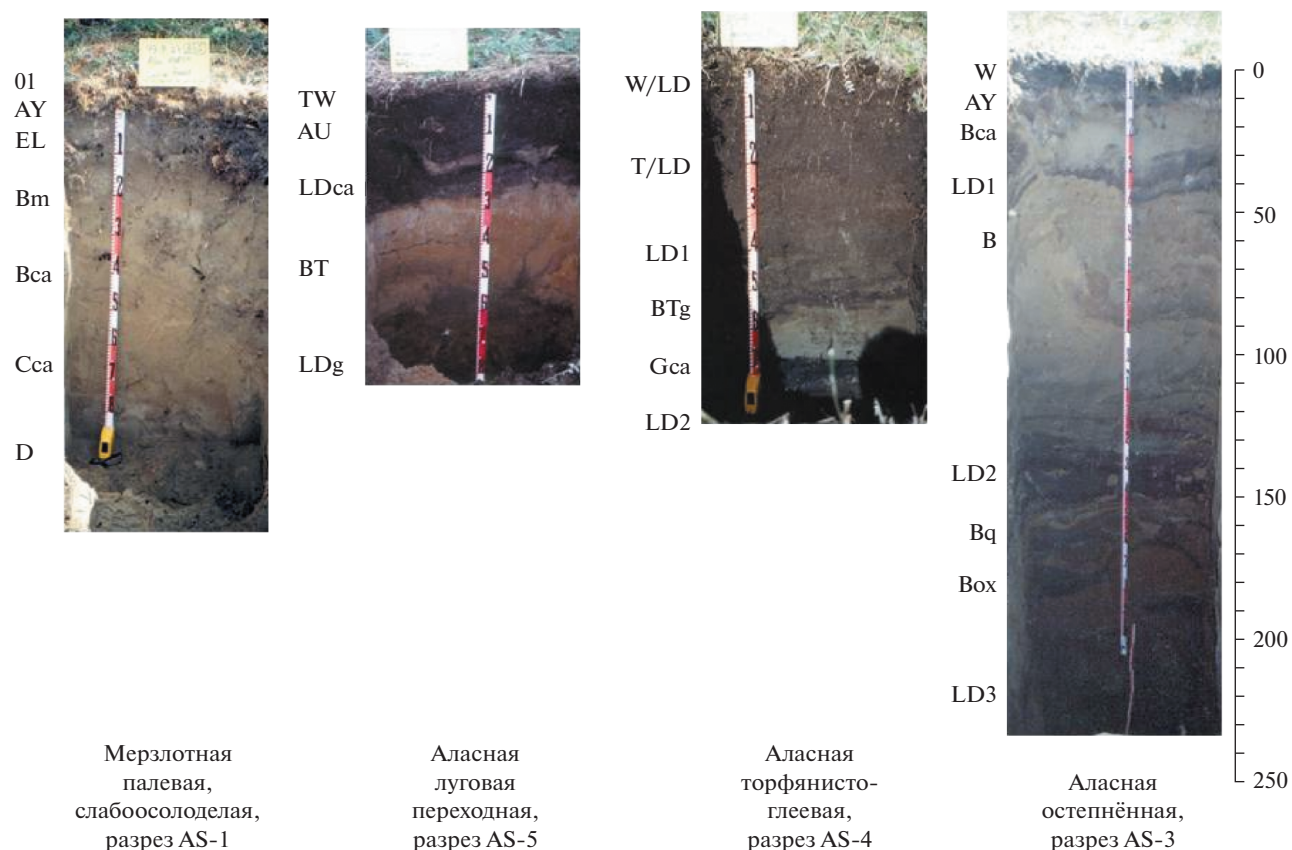


Рис. 7. Типичные профили аласных почв

цессы оглеения сопровождаются озёрным осадконакоплением и торфонакоплением (слой Т) [26, 33]. Торфообразование здесь идёт по схеме накопления низинных торфяников. Основными торфообразователями выступают травянистые растения – гигрофиты. При наступлении ксероморфной стадии аласного почвообразования по мере выхода гетерогенных отложений из-под вод усыхающего озера на них начинают формироваться аласные почвы.

Многочисленная смена гидроморфной и ксероморфной стадий почвообразования в одних и тех же аласах в течение тысячелетий приводит к формированию почвообразующих пород полициклического строения (рис. 7). Гетерогенная слоистость аласных отложений способствует нарушению классического строения профиля почв (А–В–С), формирующихся на них, и приводит к появлению в профиле не только поверхностных, но и погребённых органогенных горизонтов лимнического и болотного генезиса. Такие горизонты нами обозначаются индексом LD (от словосочетания *Lakustrine deposits* – озёрные отложения). Горизонт часто представлен оторфованными сапропелевыми отложениями, реже – окарбонированными слоями с более тяжёлым гранулометри-

ческим составом. Количество горизонтов LD в одном профиле аласной почвы показывает, сколько циклов метаморфического развития прошла та или иная почва. Мощность горизонтов LD даёт представление о продолжительности фаз озёрного и болотного развития.

Накопление озёрных органогенных донных отложений и торфяных отложений существенно повышает запасы органического вещества почвообразующих пород, выходящих при высыхании озера на поверхность дна аласов (табл. 1), что характерно и для аласов в других регионах [34].

Из всего изложенного следует, что особенностью почвообразования в аласных ландшафтах криолитозоны является формирование почв со специфическими морфологическими чертами, которые они наследуют от служащих почвообразующими породами полигенетических аласных отложений. Как правило, эти почвы в своём профиле имеют поверхностные или погребённые органогенные горизонты болотного (Т) и озёрного (LD) происхождения. Сингенетическая и полигенетическая дифференциация профиля почв аласов – неповторимая их особенность. Именно она отличает почвы термокарстовых ландшафтов от всех других известных науке. Принимая во внимание

Таблица 1. Запасы углерода и азота в почвах модельного аласа [35]

Разрез	Растительный покров	Местоположение	Мощность деятельного слоя, см	Запас	C, кг/м ²	N, кг/м ²
AS-1	Лиственничник	Плакор	96	Опад	1.79	0.04
				Гумус	4.67	0.47
				Карбонаты	2.01	
AS-2	Лиственничник	Склон	66	Опад	1.16	0.03
				Гумус	3.92	0.27
				Карбонаты	0	
AS-5	Разнотравный луг	Опушка	90	Опад	3.26	0.28
				Гумус	36.53	3.17
				Карбонаты	2.25	
AS-4	Влажный луг	Нижний пояс аласа	80	Опад	0.39	0.02
				Гумус	65.19	5.39
				Карбонаты	6.79	
AS-6	Настоящий луг	Средний пояс аласа	137	Опад	0.32	0.02
				Гумус	30.21	2.39
				Карбонаты	4.0	
AS-3	Остепнённый луг	Верхний пояс аласа	260	Опад	0.12	0.01
				Гумус	16.26	1.79
				Карбонаты	15.7	

особый генезис и полигенетическое морфологическое строение, целесообразно в классификации почв России выделить группу аласных почв (по аналогу аллювиальных), а в международной базе WRB – выделить особую реферативную почвенную группу – *Allassols*.

Практика выделения особых реферативных почвенных групп на основе специфики почвообразующих пород WRB имеется. Это – *Fluvisols*, *Histosols* и *Andosols*. Аласные почвы по морфологии сильно отличаются от аллювиальных и чисто торфяных почв, по условиям формирования они также не могут быть включены в группы *Stagnosols*. Аласное почвообразование имеет распространение по всей мерзлотной области, где грунты содержат ледовый комплекс (субарктические территории Азии и Северной Америки, Тибет и т.д.), и имеет полное право занимать отдельную нишу в региональных и мировых системах классификации почв.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Статья подготовлена в рамках выполнения проекта СО РАН по теме 0376-2019-0006; регистрационный номер АААА-А19-119040990002-1 и гранта Российского фонда фундаментальных исследований 19-29-05151\19.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Hugelius G., Strauss J., Zubrzycki S. et al.* Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps // *Bio-geosciences*. 2014. V. 11. P. 6573–6593.
2. *Романовский Н.Н.* Основы криогенеза литосферы / Под ред О.М. Лисицыной. М.: Изд-во МГУ, 1993.
3. *Black R.F.* Thaw depressions and thaw lakes, a review // *Biuletyn Peryglacjalny*. 1969. V. 19. P. 131–150.
4. *Pewe T.L., Journaux A.* Origin and Character of Loess-like Silt in Unglaciated South-Central Yakutiya, Siberia, USSR // *Geological Survey Professional Paper*. Washington: US GPO, 1983. № 1262.
5. *Втюрин Б.И.* Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975.
6. *Григорьев М.Н., Скачков Ю.Б., Фёдоров А.Н. и др.* Обзор современных изменений климата и природной среды в Республике Саха (Якутия). Якутск: Изд-во “Хамелеон”, 2010.
7. *Куницкий В.В.* Криолитология низовья Лены. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1989.
8. Строение и абсолютная геохронология аласных отложений Центральной Якутии / Отв. ред. Е.М. Катасонов. Новосибирск: Наука, 1979.
9. *Agafonov L., Strunk H., Nuber T.* Thermokarst dynamics in western Siberia: Insights from dendrochronological research // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 2004. V. 209(1/4). P. 183–196.

10. *Arp C.D., Jones B.M., Urban F.E., Grosse G.* Hydrogeomorphic processes of thermokarst lakes with grounded-ice and floating-ice regimes on the Arctic coastal plain, Alaska // *Hydrological Processes*. 2011. V. 25(15). P. 2422–2438.
11. *Balser A.W., Gooseff M.N., Jones J.B., Bowden W.B.* Thermokarst distribution and relationships to landscape characteristics in the Feniak Lake region, Noatak National Preserve, Alaska. Final Report to the National Park Service, Arctic Network. Fairbanks, Alaska, 31 December 2009. P. 1–12.
12. *Bowden W.B.* Climate change in the Arctic – Permafrost, thermokarst, and Why They Matter to the Non-Arctic World // *Geography Compass*. 2010. V. 4(10). P. 1553–1566.
13. *Burn C.R.* Thermokarst lakes // *Canadian Geographer / Le Géographe Canadien*. 1992. V. 36(1). P. 81–85.
14. *Burn C.R., Smith M.W.* Development of thermokarst lakes during the Holocene at sites near Mayo, Yukon Territory // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2006. V. 1(2). P. 161–175.
15. *Grosse G., Schirrmeyer L., Malthus T.J.* Application of Landsat-7 satellite data and a DEM for the quantification of thermokarst-affected terrain types in the periglacial Lena–Anabar coastal lowland // *Polar Research*. 2006. V. 25(1). P. 51–67.
16. *Jones B.M., Grosse G., Arp C.D. et al.* Modern Thermokarst Lake Dynamics in the Continuous Permafrost Zone, Northern Seward Peninsula, Alaska // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2011. V. 116(G2). G00M03.
17. *Jorgenson M.T., Shur Y.L., Pullman E.R.* Abrupt increase in permafrost degradation in Arctic Alaska // *Geophysical Research Letters*. 2006. V. 33(2). L02503.
18. *Kokelj S.V., Jorgenson M.T.* Advances in Thermokarst Research // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2013. V. 24. P. 108–119.
19. *Lin Z., Niu F., Xu Z. et al.* Thermal regime of a thermokarst lake and its influence on permafrost, Beiluhe Basin, Qinghai-Tibet Plateau // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2010. V. 21(4). P. 315–324.
20. *Osterkamp T.E., Jorgenson M.T., Schuur E.A. G. et al.* Physical and Ecological Changes Associated with Warming Permafrost and Thermokarst in Interior Alaska // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2009. V. 20. P. 235–256.
21. *Saito H., Iijima Y., Basharin N.I. et al.* Thermokarst Development Detected from High-Definition Topographic Data in Central Yakutia // *Remote Sensing*. October 2018. V. 10(10). P. 1579.
22. *Соловьёв П.А.* Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
23. *Каплина Т.Н.* Аласные комплексы Северной Якутии / Криосфера Земли. 2009. № 4. С. 3–17.
24. *Шило Н.А., Томирдиаро С.В.* Озёрный термокарст и перигляциальный континентальный литогенез на равнинах Северо-Востока СССР // *Колыма*. 1970. № 7. С. 35–39.
25. *Desyatkin R.V.* Soil formation in alases // *Eurasian Soil Science*. 1991. V. 23(4). P. 9–19.
26. *Десяткин Р.В.* Почвообразование в термокарстовых котловинах – аласах криолитозоны. Новосибирск: Наука, 2008.
27. *Bowden W.B., Gooseff M.N., Balser A. et al.* Sediment and nutrient delivery from thermokarst features in the foothills of the North Slope, Alaska – Potential impacts on headwater stream ecosystems // *Journal of Geophysical Research*. 2010. V. 113. G02026.
28. *Kokelj S.V., Jenkins R.E., Milburn D. et al.* The Influence of Thermokarst Disturbance on the Water Quality of Small Upland Lakes, Mackenzie Delta Region, Northwest Territories, Canada // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2005. V. 16. P. 343–353.
29. *Murton J.B.* 2001, Thermokarst sediments and sedimentary structures, Tuktoyaktuk coastlands, western Arctic Canada // *Global and Planetary Change*. 2001. V. 28(1). P. 175–192.
30. *Mackay J.R.* Contemporary pingos: a discussion // *Biuletyn Peryglacjalny*. 1978. V. 27. P. 133–154.
31. *Allard M.* Geomorphological changes and permafrost dynamics: Key factors in changing arctic ecosystems. An Example from Bylot Island, Nunavut, Canada // *Geoscience Canada*. 1996. V. 23(4). P. 205–2012.
32. *Ulrich M., Wetterich S., Rudaya N. et al.* Rapid thermokarst evolution during the mid-Holocene in Central Yakutia, Russia // *The Holocene*. 2017. V. 27(12). P. 1899–1913.
33. *Parsekian A.D., Jones B.M., Jones M. et al.* Expansion rate and geometry of floating vegetation mats on the margins of thermokarst lakes, northern Seward Peninsula, Alaska, USA // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2011. V. 36(14). P. 1889–1897.
34. *Olefeldt D.S., Goswami G., Grosse D. et al.* Circumpolar distribution and carbon storage of thermokarst landscapes // *Nature Communications*. 2016. V. 7. P. 13043.
35. *Matsuura Y., Sanada M., Oht S., Desyatkin R.V.* Carbon and nitrogen storage in soils developed on two different toposequences of the Lena River terrain // *Proceedings of the Second Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1993*. National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, P. 177–182.