

МИНЕРАЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.4:549.905.8

Т. А. СОКОЛОВА, Е. Г. КУЗНЕЦОВА, И. Б. АРЧЕГОВА

**СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ
КИСЛЫХ ТУНДРОВЫХ ГЛЕЕВЫХ ПОЧВ КОМИ АССР**

Илистая фракция верхних минеральных горизонтов тундровых кислых глеевых почв под влиянием почвообразования несколько обедняется илилитом, разбухающим минералом и хлоритом, что предположительно связано с процессом кислотного гидролиза, и обогащается почвенным хлоритом за счет хлоритизации 2:1 слоистых силикатов.

Состав и профильное распределение глинистых минералов в тундровых глеевых почвах до сих пор мало исследованы. Это связано не только с общей недостаточной изученностью тундровых почв, но и с укоренившимися представлениями о большой инертности минеральной фазы в тундровых глеевых почвах в связи с особенностями биоклиматической обстановки в тундровой зоне. В ряде работ, посвященных исследованию тундровых глеевых почв, отмечается преобладание того или иного минерала в составе илистой фракции, что обычно бывает связано с минералогическим составом почвообразующей породы, а не с процессом почвообразования. Так, Дэй и Райс [24] нашли в составе илистой фракции тундровой глеевой почвы севера Канады смешаннослойный иллит-монтмориллонитовый минерал и иллит. Тедроу и Хилл [30] и Дуглас и Тедроу [25] выявили преобладание илитовых минералов в тундровых глеевых почвах севера Аляски.

Илистые фракции слабокислых тундровых глеевых почв Западного Таймыра были объектами детального исследования Васильевской и Ивановой [3] и Градусова и Ивановой [8]. Было найдено, что глинистые минералы в этих почвах на 70—80% представлены монтмориллонитом; в значительно меньших количествах присутствуют иллит, каолинит и хлорит. Отмечалась слабая переработка илистых фракций почвообразовательным процессом.

За последние годы было опубликовано несколько работ, в которых обсуждается влияние почвообразования на глинистые минералы в тундровых глеевых почвах. По данным Аллана, Брауна и Ригера [22], илистая фракция глеевых тундровых почв внутренней Аляски на покровных пылеватых суглинках, сланцах и ледниковых отложениях представлена преимущественно каолинитом и 14 Å хлоритоподобным минералом. По мнению авторов, образованию каолинита в активном слое может способствовать сочетание кислой реакции и восстановительных условий, а образованию хлоритоподобных структур — периодически сменяющие друг друга циклы промерзания и оттаивания.

По данным Зверевой и Игнатенко [10], в тундровой глеевой оторфованной почве в составе илистой фракции найдены монтмориллонит, каолинит, иллит, хлорит, смешаннослойный слюдисто-монтмориллонитовый и хлоритизированный разбухающий минералы. В поверхностных горизонтах Ag и G отмечена дегградация Mg-содержащих глинистых минералов и максимальная хлоритизация разбухающих минералов. Те же авторы [10, 11] обнаружили, что в тундровой поверхностно-глеевой дифференцированной почве глинистые минералы представлены вермикулитом, монтмориллонитом, каолинитом, иллитом и смешаннослойным иллит-монтмориллонитовым минералом. Увеличение содержания каолинита в верхних горизонтах авторы относят за счет стадийной трансформации слоистых силикатов и выветривания минералов с другим типом строения решетки до стадии каолинита.

Равномерное распределение слюдистых минералов по генетическим горизонтам авторы связывают с тем, что в верхних горизонтах наряду с потерей слюд за счет дегградации происходит пополнение их запаса в результате дробления более крупных частиц.

В настоящей статье излагаются результаты исследования минералогического состава илистых фракций в четырех профилях тундровых кислых глеевых почв Воркутинского р-на Коми АССР в пределах подзоны южной тундры.

Территория представляет собой полого-холмистую равнину с характерным для полярных областей полигонально-блочным рельефом, образованным термокарстово-эрозионными процессами [13, 18]. Почвообразующей породой являются пылеватые покровные суглинки. Высокое (до 60%) содержание в них пылеватых фракций связывается некоторыми исследователями [14, 18] с морозным выветриванием влажных пород. Содержание ила колеблется от 10 до 25% (табл. 1). Влажность покровных суглинков составляет 20—25%. Считается, что тиксотропные свойства покровных суглинков связаны с их дисперсностью и высокой влажностью [9, 15]. Исследованный район характеризуется среднегодовой температурой $-6,3^{\circ}$; средняя температура самого холодного месяца (февраля) -21° , самого теплого (июля) $+12^{\circ}$. Годовая сумма осадков составляет 500—600 мм, причем большая часть осадков выпадает в виде дождей в конце теплого периода. Значительное количество осадков при слабом испарении и медленном протаивании почвы способствует переувлажнению почв и развитию в них оглеения.

Воркутинская тундра расположена в зоне сплошного распространения вечной мерзлоты, глубина залегания которой зависит от рельефа, растительности, мощности снегового покрова и других факторов. Наиболее суровый температурный режим свойствен почвогрунтам выпуклых вершин холмов с изреженной растительностью и маломощным снежным покровом. Здесь верхняя граница мерзлоты залегает на глубине 80—150 см и слой сезонного промерзания сливается с многолетнемерзлой толщей [4]. На участках ерниковой моховой тундры вечная мерзлота залегает на глубине 150—200 см, а нижняя граница промерзания не всегда смыкается с многолетнемерзлой толщей.

Растительность района исследований относится к тундровому типу и представлена моховыми ерниками [19]. Первый ярус формируется карликовой березкой. Слаборазвитый кустарниковый ярус представлен брусничкой, водяничкой, голубичкой и толокнянкой. Моховой покров в более дренированных условиях представлен зелеными мхами; с увеличением степени увлажнения почвы они сменяются политриховыми и сфагновыми мхами.

Для исследованной территории характерна закономерная смена определенных сочетаний микроландшафтов по элементам мезорельефа [12]. На вершинах и на верхних частях склонов в наиболее суровых зимних условиях активно проявляются мерзлотные процессы, морозобойное рас-

Таблица 4

Некоторые химические свойства и валовой состав тундровых почв

Номер разреза. Почва	Горизонт и глубина, см	рН		Валовое содержание, % на прокаленную навеску						Содержание фракции, %				
		водный	соле- вой	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O				
											<0,001 мм	<0,01 мм		
731. Тундровая слабообразованная слабоповерхностно-глеявая	A ₀ A _{криог}	0—1,5	6,4	5,7	Не определялись						22	42		
	G _t	1,5—10	5,7	3,9	»						22	40		
	B _{1g}	10—18	5,5	3,9	»						24	42		
	B _{2g}	18—30	5,7	4,0	»						24	43		
		30—40	5,9	4,0	»						26	43		
		40—50	6,1	4,0	»						26	43		
		50—60	6,0	4,1	»						26	42		
		60—70	5,8	4,1	»						24	45		
732. Тундровая торфянисто-поверхностно-глеявая	A _{криог}	18—20	4,6	3,8	72,05	15,64	5,46	1,33	1,56	2,29	1,47	18	30	
	G _t	20—24	4,9	3,8	77,56	12,40	3,97	0,92	0,89	2,13	1,98	14	28	
		24—30	5,3	4,0	78,47	11,97	2,96	0,83	0,68	2,23	2,12	12	27	
		30—40	5,2	3,9	78,16	12,20	3,42	0,90	0,69	2,25	2,00	12	26	
		40—50	5,4	4,0	78,72	12,14	3,29	0,92	0,70	2,07	1,97	10	24	
	B _{1g}	50—60	5,3	4,0	77,32	12,69	3,68	1,05	0,72	2,16	1,98	13	29	
		60—65	5,4	4,0	79,13	11,89	2,97	0,92	0,70	2,03	2,05	12	25	
	733. Болотно-тундровая сухоторфянистая поверхностно-глеявая	A _{криог}	24—26	4,7	3,7	72,83	13,46	3,92	1,24	0,46	2,09	1,80	11	28
G _t		26—36	5,0	4,0	79,46	11,61	2,83	1,20	0,55	2,01	2,01	9	27	
		36—46	5,2	3,9	78,24	12,55	3,39	1,17	0,61	1,98	2,03	12	28	
B _{1g}		46—52	5,2	3,9	77,17	12,60	3,51	1,07	0,82	2,25	2,07	13	32	
		52—60	5,3	3,9	76,17	13,09	4,16	1,20	0,82	2,28	1,95	20	33	
		60—70	Не опр.		74,51	13,89	4,12	0,90	1,79	2,25	1,99	21	33	
734. Болотно-тундровая торфянисто-поверхностно-глеявая		A ₀ A _{криог}	0—9	5,0	3,9	54,62	14,21	4,24	0,78	1,12	2,19	1,56	Не опр.	
		G _t	9—22	5,2	4,1	77,94	12,72	2,90	1,12	0,81	2,11	1,99	14	28
	B _{1g}	22—30	5,3	3,8	75,24	13,26	3,93	0,84	1,24	2,23	2,02	16	33	
		30—40	5,5	3,7	75,82	13,28	3,88	0,99	1,42	2,33	1,75	18	34	

трескивание и пятнообразование и развиваются пятнисто-бугорковатый и бугорковатый микроландшафты. Средние и нижние части склонов холмов имеют зимой более мощный снеговой покров, который смягчает термический режим почвогрунтов в зимние месяцы и способствует их дополнительному переувлажнению в теплый период. На средних и нижних частях склонов преобладают кочковатые микроландшафты [20].

Наши исследования проведены в почвах, распространенных в главных элементах в пятнисто-бугорковатом и кочковатом типах ландшафтов.

Разрез 731 заложен в середине пятна, разрез 732 — на участке между пятнами в пятнисто-бугорковатом ландшафте, разрез 733 — под кочкой, а разрез 734 — между кочками в кочковатом ландшафте. Ниже приведено описание разрезов.

Разрез 731 в середине слабозаросшего пятна заложен 12.VIII. 1973 г.

$A_0 A_{\text{криог}}$ 0—1,5 см. Водорослево-лишайниковая пленка, слаборазложившаяся, влажная, легко отделяется от минерального субстрата.

G_t 1,5—1,0 см. Коричневато-палевый с нечеткими сизыми пятнами, средний суглинок, бесструктурный, тиксотропный, влажный, при встряхивании выступает вода, пористый, мелкие корни растений (с соседних заросших участков), вязкий, оплывает.

B_{1g} 10—30 см. Коричневый средний суглинок слаботиксотропный, мелкокомковатая (творожистая) структура, влажный, рыхлый, встречаются тонкие корни. Переход ясный.

B_{2g} 30—70 см. Средний к тяжелому суглинок, коричневый с ржавыми и сизоватыми пятнами, рыхлый, свежий, ореховатый, по граням педов белесый пылеватый материал, нетиксотропный.

Почва тундровая поверхностно-слабogleеватая слабо развитая.

Разрез 732 заложен на ровном моховом участке между пятнами. В растительном покрове карликовая березка и голубика.

A_0 0—18(20) см. Влажный моховой очес слабой степени разложения.

$A_{\text{криог}}$ 18(20)—20(22) см. Мерзлый средний суглинок слабозернистый, слабо уплотнен, пронизан корнями и ризоидами мхов, легко отслаивается от нижележащего слоя.

G_t 20(22)—50 см. Мерзлый пестроокрашенный суглинок, на коричневом фоне сизые и ржавые пятна; бесструктурный, мелкопористый, тиксотропный. Переход ясный по цвету и сложению.

B_{1g} 50—65 см. Мерзлый средний суглинок, коричневатый, творожистый, пористый, встречаются обломки коренных пород. Почва тундровая торфянисто-поверхностно-глеевая.

Разрез 733 заложен 15.VIII через кочку высотой 23 см, покрытую зеленым мхом. На кочке карликовая березка и брусника.

A_0 0—23 см. Моховой очес, слабо уплотнен, сильно влажный, степень разложения слабая, много корней.

$A_0 A_{\text{криог}}$ 23—26 см. Буровато-коричневый средний суглинок, влажный, непрочная зернистая (морозная) структура, легко отделяется от тиксотропного слоя вместе с подстилкой.

G_t 26—46 см. Пестроокрашенный влажный средний суглинок, на коричневом фоне сизые и ржавые пятна, особенно

много ржавых пятен в верхней части горизонта; есть тонкие корни, бесструктурный, вязкий, пористый, сильнотиксотропный.

B_{1g} 46—72 см. Средний суглинок однородной коричневой окраски, мелкокомковатая (творожистая) структура, рыхлый, слаботиксотропный, влажный, редкотонкие корни.

Почва болотно-тундровая сухоторфянисто-поверхностно-глеевая.

Разрез 734 заложен между кочками под зелеными мхами и лишайниками.

A_0 1—6(7) см. Слаборазложившийся мокрый моховой очес, много корней.

$A_0A_{\text{криог}}$ 6(7)—9 см. Бурокоричневый суглинок, непрочная зернистая структура, пронизан ризоидами мхов.

G_t 9—22 см. Аналогичен гор. G_t под кочкой.

B_{1g} 22—35 см. Коричневый средний суглинок, ореховатый, влажный, рыхлый.

Почва болотно-тундровая торфянисто-поверхностно-глеевая.

Как видно из приведенных описаний, профиль всех исследованных разрезов складывается из однотипного набора горизонтов: A_0 —моховой очес; $A_{\text{криог}}$ —специфический гумусовый горизонт, по-видимому, криогенно-коагуляционного характера [2]; G_t —сильнооглеенный тиксотропный горизонт; в нижележащей толще (серия горизонтов В) признаки оглеения и тиксотропные свойства выражены значительно слабее. Исключение из этой схемы составляет разрез 731 под зарастающим пятном — он лишен мохового очеса, и признаки оглеения в тиксотропном гор. G_t выражены слабее, чем в остальных разрезах. Последнее отличие связано, по всей вероятности, с отсутствием органогенного горизонта и с многочисленными морозобойными трещинами в гор. G_t , способствующими развитию окислительных условий.

Исследованные тундровые почвы характеризуются кислой реакцией по всему профилю (табл. 1). В почвенных профилях, развитых в условиях кочковатого ландшафта (разрезы 733 и 734), наблюдается слабая дифференциация профиля по содержанию илистой фракции и основных компонентов валового химического состава. Гор. G_t обеднен илистой фракцией, Al, Fe, Mg и K и относительно обогащен Si по сравнению с нижележащей толщей. В почвах пятнисто-бугорковатых ландшафтов (разрезы 731 и 732) указанная дифференциация не выражена, возможно, за счет процессов морозного перемешивания почвенно-грунтовой толщи.

Непосредственными объектами исследования были фракции $<0,001$ мм, выделенные по генетическим горизонтам по методике Горбунова [6]; суспензий коагулировали концентрированным раствором $CaCl_2$. Органическое вещество сжигали 10%-ной H_2O_2 на водяной бане, а несиликатное железо удаляли по методу Мера и Джексона.

Препараты для рентгенодифрактометрического анализа готовили методом осаждения на стеклянную пластинку размером 25×25 мм 7 капель 5%-ной суспензии илистой фракции и высушивания препарата на воздухе в течение 10—12 час.

Рентгеновский анализ илстых фракций проводили на дифрактометре УРС-50-ИМ со скитилляционным счетчиком и пересчетным устройством типа ССД. Условия съемки: излучение Cu , фильтрованное Ni , напряжение на трубке 35 кв, анодный ток 12 ма, скорость вращения образца 1 град/мин, диафрагмы $0,5 \times 0,5 \times 0,25$ мм, вертикальная щель 2 мм, диапазон счета 500 имп/сек.

Снимали исходные воздушно-сухие образцы, насыщенные Mg и K, а также насыщенные Mg образцы после прокаливания при 350 и 550° и после обработки глицерином путем добавления одной капли последнего в суспензию перед нанесением ее на стекло. После прокаливания

вплоть до съемки препараты находились в эксикаторе над силикагелем. Значения межплоскостных расстояний определяли по таблицам Гиллера [5].

Термогравиметрический анализ проводили в насыщенных Са образцах илстой фракции, предварительно обработанных 10%-ной H_2O_2 , на дериватографе системы Паулик, Паулик, Эрдеи после выдерживания в эксикаторе в течение 5 суток над насыщенным раствором $Ca(NO_3)_2$. Условия съемки: чувствительность ДТА 1/5, ДТГ 1/3, скорость нагрева печи 10° в мин.

На основании полученных дифрактограмм и кривых ДТА и ДТГ видно, что в составе илстых фракций исследованных почв преобладают три компонента.

Диоктаэдрический иллит диагностируется по отражениям 10,0; 5,0 и 3,34 Å, которые практически не изменяются при прокаливании и насыщении глицерином, и по эндотермической остановке при $850-860^\circ$ на кривых ДТА.

Каолинит диагностируется по рефлексам 7,1 и 3,5 Å, которые сохраняются при обработке глицерином и прокаливании при 350° , но исчезают после прокаливании при 550° ; а также по эндотермическому эффекту при $500-570^\circ$ и по экзотермическому эффекту при 920° .

Высокозарядный разбухающий минерал диагностируется по отражению 14,1—14,3 Å в воздушно-сухих Mg-образцах, которое смещается в область больших углов при прокаливании и насыщении калием и в область малых углов (до 18—22 Å) при насыщении глицерином, а также по двойному низкотемпературному эндотермическому эффекту на кривых ДТА и ДТГ. По Градусову [7], указанные рентгеновские характеристики позволяют определить этот минерал как неупорядоченное смешаннослойное образование. По мнению Рейнольдса [28], отражение >18 Å от смешаннослойных слюдисто-монтмориллонитовых минералов появляется только при содержании разбухающих пакетов более 40%.

Помимо указанных трех преобладающих компонентов в составе исследованных илстых фракций обнаружены и некоторые другие минералы, но в меньших количествах. В большинстве образцов содержится хлорит, который идентифицируется по отражению 14 Å на дифрактограммах прокаленных образцов. Кроме того, во многих образцах содержатся так называемые «почвенные хлориты» [26] — хлоритоподобные минералы с переходной от 2:1 к 2:1:1 структурой. Поскольку находящиеся в межпакетных промежутках прослойки гидроокиси алюминия препятствуют полному сжатию решетки при прокаливании и при насыщении калием, на дифрактограммах прокаленных и насыщенных калием образцов наблюдается асимметричный 10 Å пик с пологом спадом в сторону малых углов или сплошное диффузное расслоение в области 10—14 Å. Именно по этим признакам и диагностируются хлоритоподобные минералы с переходной от 2:1 к 2:1:1 структурой. Во всех исследованных препаратах илстых фракций содержится также кварц (отражения 4,24 и 3,34 Å).

На основании интенсивности соответствующих рефлексов на дифрактограммах и эффектов на кривых ДТА и ДТГ, данных потери веса илстыми фракциями при нагревании (табл. 2) и с учетом валового химического состава ила (табл. 3) была проведена полуколичественная оценка содержания основных групп глинистых минералов в исследованных илстых фракциях (табл. 4).

Все изученные разрезы характеризуются сходным составом и слабой профильной дифференциацией илстой фракции. Вместе с тем тщательный анализ всего приведенного фактического материала позволяет выявить некоторые закономерности в распределении групп глинистых минералов по горизонтам и интерпретировать их с точки зрения влияния современного почвообразования на глинистые минералы.

Таблица 2

Потеря веса илстыми фракциями при нагревании по интервалам температур

Горизонт	Потеря веса по интервалам, T°						Общая потеря веса в интервале 20—1000°
	20—250		250—400		400—1000		
	1	2	1	2	1	2	
Разрез 731							
G _t 1,5—10	7,4	54	1,4	10	4,8	36	13,6
B _{1g} 10—18	7,6	54	1,4	10	5,0	36	14,0
B _{2g} 30—40	7,6	54	1,4	10	5,0	36	14,0
50—60	8,0	56	1,4	10	5,0	34	14,4
60—70	8,1	56	1,3	9	5,0	35	14,4
Разрез 732							
G _t 23—30	7,6	52	1,8	12	5,2	36	14,6
30—40	7,0	50	2,0	14	5,0	36	14,0
B _{1g} 50—60	7,2	51	1,8	13	5,0	36	14,0
60—65	6,7	49	1,8	13	5,1	38	13,6
Разрез 733							
G _t 26—36	7,2	49	2,4	16	5,2	35	14,8
36—46	7,4	47	2,4	15	6,0	38	15,8
B _{1g} 52—60	7,2	55	1,2	9	4,8	36	13,2
Разрез 734							
G _t 9—22	5,6	46	1,6	13	5,0	41	12,2
B _{1g} 22—30	6,6	50	1,6	12	5,0	38	13,2
30—40	6,6	52	1,4	11	4,8	37	12,8

Примечание: 1 — % к навеске, 2 — % к общей потере.

Таблица 3

Валовой химический состав и формы железа в илстой фракции, % на прокаленное вещество

Горизонт и глубина, см	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	
						силикатное	несиликатное
Разрез 731							
G _t 1,5—10	53,56	25,17	12,14	2,76	2,71	9,88	2,26
B _{1g} 10—18	53,51	25,38	11,51	2,73	3,63	8,99	2,52
B _{2g} 30—40	54,52	24,47	11,73	2,69	3,32	9,39	2,34
50—60	54,10	25,03	11,70	3,09	2,55	9,16	2,44
60—70	53,56	24,44	12,02	He опр.		9,70	2,32
Разрез 733							
G _t 26—36	54,69	26,09	11,76	2,66	2,66	9,17	2,59
G _t 36—46	55,41	25,36	11,53	2,51	2,80	8,99	2,54
B _{1g} 46—52	53,96	25,37	12,46	2,76	2,86	He опр.	
52—60	54,57	25,21	11,90	2,75	2,96	9,35	2,55
60—70	54,19	25,05	13,06	2,70	2,63	He опр.	
B _{Cg} 80—90	52,91	25,52	12,34	3,14	2,85	»	
90—100	53,58	25,18	12,25	3,14	2,76	»	
Разрез 734							
G _t 9—22	55,40	25,31	11,49	2,73	2,60	9,95	1,54
B _{1g} 22—03	55,54	25,36	12,19	2,83	2,87	9,67	2,52
30—40	54,09	26,31	11,42	2,82	2,90	9,03	2,39

Таблица 4

Содержание основных групп глинистых минералов в илстых фракциях исследованных почв (полуколичественная оценка *)

Горизонт и глубина, см	Основные группы глинистых минералов					
	каолинит	диоктаэдрический иллит	разбухающий минерал	почвенный хлорит	хлорит	кварц
Разрез 731						
G _t 1,5—10	++++	+++	++	+	+	+
B _{1g} 10—18	++++	++++	++	+	+	+
B _{2g} 30—40	+++	+++	+		++	+
50—60	+++	+++	+++	+	+	+
60—70	+++	+++	+++	+	+	+
Разрез 732						
G _t 23—30	+++	+++	+++		++	+
30—40	+++	+++	+++		++	+
B _{1g} 50—60	+++	+++	+++		++	+
60—65	+++	+++	++		+	+
Разрез 733						
G _t 26—36	+++	++	+++	++	+	+
36—46	+++	+++	+++	++	+	+
B _{1g} 50—60	+++	+++	+++	+	++	+
Разрез 734						
G _t 9—22	+++	+++	++	+	+	+
B _{1g} 22—30	+++	+++	+++	+	+	+
30—40	+++	+++	+++		++	+

* <+> — мало, <+++> — средне, <++++> — много.

Прежде всего в горизонтах G_t по сравнению с нижележащей толщей наблюдается некоторое уменьшение в содержании минералов иллитовой группы, что подтверждается как убыванием количества K₂O в составе илистой фракции (табл. 3) этих горизонтов, так и уменьшением интенсивности 10 и 5 Å отражений для некоторых разрезов. Эти факты позволяют предполагать, что в верхних горизонтах исследованных тундровых почв происходит процесс дегградации иллитовых минералов, который сопровождается потерей калия.

В трех из четырех изученных разрезов (731, 733 и 734) наблюдается также потеря разбухающего минерала из верхних горизонтов, что подтверждается возрастанием с глубиной величин потери веса в низкотемпературной области (20—250°) и содержанием MgO в валовом химическом составе илистой фракции. В двух разрезах (733 и 734) можно отметить возрастание с глубиной количества хлоритов, что также подтверждается увеличением интенсивности 14 Å отражений на дифрактограммах прокаленных образцов. Указанные факты позволяют допускать, что в исследованных тундровых почвах в условиях кислой реакции в верхних горизонтах происходит кислотный гидролиз минералов монтмориллонитовой группы и хлоритов. Вероятно, именно этот процесс приводит к потере Mg из илстых фракций верхних горизонтов.

Кроме того, в трех из четырех исследованных разрезов (731, 733 и 734) в составе илистой фракции обнаружен почвенный хлорит, причем в разрезах 733 и 734 этот минерал четко приурочен к верхней, наиболее активной части профиля. Именно в верхних горизонтах 10 Å отражение на дифрактограммах образцов, прокаленных при 350°, и образцов, насыщенных K, характеризуется максимальной асимметричностью (поло-

гим спадом в сторону малых углов). Почвенная хлоритизация, т. е. внедрение в межпакетные промежутки 2:1 силикатов ионов гидроокиси Al и их последующая там полимеризация [29], свойственна тундровым глеевым почвам, так же как и кислым почвам других регионов.

Отмеченные черты профильной дифференциации отдельных групп глинистых минералов свойственны в гораздо большей степени болотно-тундровым почвам кочковатых ландшафтов, чем собственно тундровым почвам пятнисто-бугорчатых ландшафтов. В последних, как уже указывалось, активно протекают различные морозные процессы, в том числе и процессы пучения и перемешивания почвенной массы, которые должны препятствовать ее дифференциации по всем показателям, включая и минералогический состав илистой фракции.

Можно отметить, что, несмотря на специфику биоклиматических условий, характер профильной дифференциации глинистых минералов в кислых тундровых глеевых почвах имеет ряд общих черт с таковым в почвах более южных ландшафтов: в поверхностно-глееватых глубоко-глеевых и кислых недифференцированных элювиально-глееватых почвах тайги и лесотундры Западной Сибири [17] и в дерново-подзолистых почвах Европейской части СССР [21]. Во всех этих почвах наблюдается деградация минералов группы иллита и потеря разбухающего минерала в верхних горизонтах, а также активная хлоритизация 2:1 силикатов в верхней или средней части профиля. Очевидно, существует какой-то фактор, который однонаправленно действует на глинистые минералы в почвах, находящихся в столь различных биоклиматических условиях. Таким фактором является, по всей вероятности, кислая реакция профиля, особенно его верхних горизонтов. Кислая реакция может приводить к гидролизу минералов группы иллита и монтмориллонита и к появлению в растворе ионов гидроокиси алюминия различной основности — необходимого условия хлоритизации 2:1 силикатов.

Кроме того, процессу почвенной хлоритизации, т. е. внедрению ионов гидроокиси Al в межпакетные промежутки 2:1 силикатов, может способствовать большая длительность взаимодействия почвенных растворов с твердой фазой почвы за счет затрудненного нисходящего передвижения влаги, а также процессы оглеения, которые приводят к удалению железистых пленок с поверхности глинистых частиц и тем самым «открывают» межпакетные промежутки для вхождения в них ионов гидроокиси алюминия. Еще одним фактором, способствующим почвенной хлоритизации, могут быть процессы промерзания — оттаивания почвы, что отмечалось Алланом, Брауном и Ригером [22]. Известно, что промерзание суспензий разбухающих минералов сопровождается выходом воды из межслоевых промежутков (кроме двух мономолекулярных слоев) с последующим ее замерзанием в виде самостоятельных скоплений льда. При оттаивании вода вновь входит в межслоевые промежутки монтмориллонита [23, 27].

Такой динамизм кристаллической решетки в циклах промерзания — оттаивания должен облегчать вхождение в межпакетные промежутки различных ионов, в том числе и ионов гидроокиси Al. Некоторые другие причины также могут способствовать изменению глинистых минералов в кислых тундровых почвах под влиянием почвообразования. Специально поставленные в лаборатории опыты по влиянию температурных условий на выветривание слюд показали, что в некоторых случаях выветривание слюдястых минералов при температуре 5° происходило более интенсивно, чем при более высоких температурах [16]. Авторы цитированной работы не приводят соответствующего объяснения этому парадоксальному явлению, противоречащему общепринятым представлениям; однако если эти опыты окажутся воспроизводимыми, можно будет говорить о том, что низкие температуры в тундровых почвах являются фактором, способствующим деградации слюдястых минералов.

Все эти факторы, и прежде всего кислая реакция почв, вызывают отмеченные изменения в минералогическом составе илистой фракции, связанные с процессами почвообразования. Эти изменения наиболее четко выявляются в верхней, наиболее активной части профиля. Вместе с тем степень этих изменений в кислых тундровых глеевых почвах естественно меньше, чем в почвах более южных районов, что связано с краткостью периода активного почвообразования, низкими почвенными температурами и затрудненностью оттока почвенных растворов.

В связи с этим весьма сомнительным представляется высказанная Алланом с соавт. [22] и Зверевой и Игнатенко [10, 11] идея о возможности формирования каолинита в тундровых почвах в результате трансформации слоистых силикатов или минералов с другим типом строения кристаллической решетки процессе почвообразования. Даже в более южных подзолистых почвах формирование каолинита в процессе современного почвообразования не является доказанным. Накопление минералов каолиновой группы в верхних горизонтах тундровых глеевых почв, наблюдаемое Зверевой и Игнатенко, является, вероятно, относительным, обусловленным потерей из этих горизонтов других минералов. Трудно согласиться также и с другим предположением тех же авторов о том, что равномерное профильное распределение иллитовых минералов в тундровых почвах связано с пополнением их запасов в верхних горизонтах за счет дробления более крупных фракций. Как уже указывалось, в кислых тундровых глеевых почвах наблюдается тенденция к потере иллитовых минералов из гор. G₁. Кроме того, пополнение запасов иллита в илистой фракции верхних горизонтов за счет дробления более крупных частиц должно было бы приводить к соответствующему изменению механического состава почв, чего на самом деле не наблюдается.

Сделанные в данной работе выводы о распределении основных групп глинистых минералов по профилю и о влиянии почвообразования на минералогический состав илистой фракции нельзя распространить на все почвы всей тундровой зоны. Последняя характеризуется большим разнообразием почвенного покрова в связи с изменчивостью биоклиматической обстановки и литологического состава почвообразующих пород.

Сделанные выводы относятся только к определенным разновидностям кислых глеевых почв подзоны южной тундры, в которых морозные процессы не приводят к интенсивному перемешиванию почвенной массы.

Литература

1. Арчегова И. Б. Почвенный покров и элементы микрорельефа Воркутинской тундры. Изв. Коми фил. АН СССР, т. 11, № 1, 1967.
2. Арчегова И. Б. Характер гумусированного горизонта в суглинистых тундровых почвах на северо-востоке Европейской тундры. Экология, 1972, № 5.
3. Васильевская В. Д., Иванов В. В. Тундровые глеевые почвы в долине р. Пясины (Западный Таймыр). Почвоведение, 1971, № 11.
4. Геоэкологические условия Печорского угольного бассейна. «Наука», 1964.
5. Гиллер Я. Л. Таблицы межплоскостных расстояний. «Недра», 1966.
6. Горбунов Н. И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. Изд. АН СССР, 1963.
7. Градусов Б. П. Зависимость между значениями базальных рефлексов и содержанием слюдистых пакетов в смешаннослойных образованиях слюда-сметитового типа. Литология и полезные ископаемые, 1971, № 6.
8. Градусов Б. П., Иванов В. В. О минералогическом составе глинистого материала тундровых почв Западного Таймыра. Вестн. МГУ, Биология, почвоведение, № 4, 1974.
9. Григорьева В. Г. К вопросу о тиксотропии покровных суглинков Большеземельской тундры. Изд. МГУ, 1963.
10. Зверева Т. С., Игнатенко И. В. Условия выветривания и трансформации глинистых минералов в почвах различных подзон восточноевропейской тундры. В сб.: Почвы и растительность мерзлотных районов СССР. Магадан, 1973.

11. *Зверева Т. С., Игнатенко И. В.* Изменение минералогического состава почв кустарниковой тундры, развитых на разных породах. В сб.: Почвы и растительность мерзлотных районов СССР. Магадан, 1973.
12. *Иванова Е. Н., Полянцева О. А.* Почвы Воркутинских тундр. Тр. Коми фил. АН СССР. Сер. геогр., вып. 1, 1952.
13. *Израилев В. М.* О строении и классификации форм полигонального рельефа Воркутинского района. Вопросы географии, мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. Изд. МГУ, 1962.
14. *Конищев В. Н.* Некоторые особенности покровных суглинков юго-восточной части Большеземельской тундры в связи с их генезисом. Вопросы географии, мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. Изд. МГУ, 1962.
15. *Ливеровская-Кошелева И. Т.* К вопросу о тиксотропности почв тундровой зоны. Проблемы Севера, 1964, вып. 8.
16. *Матвеева Л. А., Рождественская З. С.* О влиянии температуры на разложение биотита и нефелина и вынос из них алюминия природными органическими кислотами. В сб.: Кора выветривания, вып. 9, 1973.
17. *Овчинников С. М., Соколова Т. А., Таргульян В. О.* Глинистые минералы в суглинистых почвах тайги и лесотундры Западной Сибири. Почвоведение, 1973, № 12.
18. *Попов А. И.* Покровные суглинки и полигональный рельеф Большеземельской тундры. Вопросы географии, мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. Изд. МГУ, 1962.
19. Производительные силы Коми АССР, т. 3, ч. 1. Сыктывкар, 1967.
20. *Рюофф З. Ф.* Типы тундры в районе Воркуты и их связь с многолетнемерзлыми породами. Тр. Северн. отдел. ин-та мерзлотоведения, вып. 1. Сыктывкар, 1960.
21. *Таргульян В. О., Соколова Т. А., Бирина А. Г., Куликов А. В., Целищева Л. К.* Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистой почвы на покровных суглинках. М., 1974.
22. *Allan R. J., Brown J., Rieger S.* Poorly drained soils with permafrost in interior Alaska. S. S. S. Amer. Proc., v. 33, № 4, 1969.
23. *Anderson D. M., Hoekstra P.* Migration of interlammellar water during freezing and thawing of Wyoming Bentonite. S. S. S. Amer. Proc., v. 29, № 5, 1965.
24. *Day J. H., Rice H. M.* The characteristics of some permafrost soils in the MacKenzie Valley. N. W. T. Arctic, 1964.
25. *Douglas L. A., Tedrow J. C. F.* Tundra soils of Arctic Alaska. 7th Intern. Congr. Soil Sci., v. 4. USA, Madison, 1960.
26. *Jackson M. L.* Weathering of primary and secondary minerals in soils. Trans. of 9th Intern. Congr. Soil Sci. v. IV. Australia, Adelaide, 1968.
27. *Norrish K., Raussell-Colom J. A.* Effect of freezing on the swelling of clay minerals. Clay mineral Bull., v. 5, № 27, 1962.
28. *Reynolds C. R.* Interstratified clay systems. Amer. Mineral., v. 52, № 5—6, 1967.
29. *Rich C. I.* Hydroxy interlayers in expansible clay silicates. Clays and Clay minerals, v. 16, № 1, 1968.
30. *Tedrow J. C. F., Hill D. E.* Arctic brown soils. Soil Sci., v. 80, 1955.

МГУ
Факультет почвоведения
Институт биологии
Коми филиала АН СССР

Дата поступления
9.III.1976 г.

T. A. SOKOLOVA, E. G. KUZNETZOVA, I. B. ARCHEGOVA

COMPOSITION OF CLAY MINERALS IN ACID TUNDRA GLEYED SOILS OF THE KOMI ASSR

Under the effect of soil formation the clay fraction in upper mineral horizons of tundra acid gleyed soils becomes rather poor in illite, swelling minerals and chlorites, which is probably connected with the process of acid hydrolysis, but it becomes rich with soil chlorite due to the chloritization of 2:1 layer silicates.