

УДК 631.4 : 549.905.8

А. Н. ГЕННАДИЕВ, Т. А. СОКОЛОВА

**НАПРАВЛЕНИЕ И СКОРОСТЬ ГЛИНООБРАЗОВАНИЯ
В НЕКОТОРЫХ ПОЧВАХ ПРИЭЛЬБРУСЬЯ**

Главным направлением эволюции глинистого материала в горных почвах Приэльбрусья является стадийная трансформация слюд и хлоритов и их переход в минералы с лабильной решеткой. Скорость накопления лабильных минералов измеряется сотнями граммов на гектар в год в профиле мощностью 0,5 м, а скорость проникновения процесса выветривания в глубину по профилю — миллиметрами в год.

Изучение эволюции глинистого материала почв, т. е. изучение его изменения во времени, должно включать познание по меньшей мере двух характеристик этого сложного процесса — его направления и скорости.

В самой общей форме основные направления эволюции глинистого материала почв в четвертичном периоде были сформулированы Джексоном [12] и включали следующие процессы: трансформацию слюд в слоистые силикаты с лабильными пакетами, синтез в почвах монтмориллонита остаточную аккумуляцию R_2O_3 в продуктах эволюции глин. В зависимости от конкретных биоклиматических условий эти процессы развиваются в почвах в разных комбинациях и с различной интенсивностью. Для процесса остаточной аккумуляции R_2O_3 предложено три градации интенсивности: слабая (образование межпакетных прослоек R_2O_3 в слоистых силикатах и аллофанов), средняя (образование каолинита) и сильная (латеритизация). Направление изменения глинистых минералов при почвообразовании обсуждается в многочисленных работах, посвященных составу глинистого материала в конкретных почвах. В то же время о скорости этого процесса мы знаем значительно меньше. Таргульян и Александровский [6] считают, что тип профильной дифференциации глинистого материала в почве является одним из самых стабильных признаков с максимальным характерным временем образования. Трудность познания изменения многих сторон почвообразования во времени, в том числе и процесса изменения глинистого материала во времени, заключается в том, что этот процесс достаточно медленный, идущий при низких температурах и давлениях. Поэтому до сего времени главным методом познания эволюции глинистого материала почв является изучение его состава в так называемых временных рядах почв, т. е. в датированных почвенных профилях, развитых в одинаковых условиях климата, породы и рельефа, но имеющих разный возраст. Сводка работ по исследованию хронорядов почв выполнена Стефенсом и Уокером [16].

Чаще всего такие разновозрастные профили можно встретить на морских или озерных террасах, на дюнах или моренных отложениях, соответствующих разным стадиям отступления ледника. Поэтому значительная часть описанных в литературе временных рядов почв развивается именно в таких ландшафтах на богатых полимиктовых песках и плохо-сортированных каменистых отложениях и охватывает сравнительно небольшой (в геологических масштабах) промежуток времени — сотни, тысячи и первые десятки тысяч лет.

Известно, что непрерывно идущий процесс изменения почв во времени включает по крайней мере два этапа: 1) этап становления почвенного профиля из материнской породы, сопровождающийся быстрой сменой растительных сообществ от первых поселенцев на поверхности голого субстрата до зрелой растительной климакс-ассоциации и 2) этап изменения во времени зрелого (т. е. максимально дифференцированного на все присущие данной почве генетические горизонты) почвенного профиля под относительно стабильным растительным покровом [3].

Указанные этапы различаются прежде всего по скорости изменения почвы во времени (на I этапе скорость значительно больше, чем на II для большинства почвенных признаков).

Важным показателем изменения интенсивности выветривания и глинообразования во времени является изменение скорости образования илистой фракции. К сожалению, мы не имеем возможности прямо определить скорость образования ила, так как в кислых почвах умеренной и холодной гумидной зоны наряду с процессом образования илистой фракции за счет дробления более крупных частиц (синтез глинистых минералов в такой геохимической обстановке едва ли возможен) идут процессы кислотного гидролиза и нисходящего перемещения илстых частиц, которые мы еще не научились количественно оценивать. Поэтому, сравнивая содержание ила в идентичных горизонтах разновозрастных профилей и относя его к разнице в возрасте почв, мы можем определить только скорость прироста (или убыли) содержания ила, а не собственно скорость глинообразования. В первом случае (прироста) скорость образования ила будет, очевидно, не меньше установленной скорости прироста. Рассмотрим с этой оговоркой имеющиеся в литературе данные для почв холодной и умеренной гумидной зоны. Мокма, Джексон и Сайерс [15] изучали временной ряд почв на разновозрастных моренных отложениях в Новой Зеландии, сформированных преимущественно граувакками и слюдистыми сланцами. В формирующихся на этих отложениях подзолисто-глеевых почвах скорость прироста ила составила в первые столетия сотые доли процента в год, а в последующий период — тысячные доли процента в год, что составляет соответственно сотни и десятки $кг/га$ в верхнем слое мощностью 20 см. Близкие цифры приводит Чандлер [10] для прироста содержания ила в профилях иллювиально-железистых подзолов на разновозрастных ледниковых отложениях на Аляске. В обоих случаях процесс увеличения содержания илистой фракции во времени приблизительно описывается логарифмической кривой.

Вторым важным показателем интенсивности выветривания и глинообразования является скорость изменения состава глинистых минералов во времени. Так же как и в отношении содержания илистой фракции в целом, мы можем оценить только скорость прироста (или убыли) содержания индивидуальных минералов, а не собственно скорость их образования, так как мы не учитываем такие статьи расхода, как количество минерала, растворившегося при кислотном гидролизе, перенесенного в нижележащие горизонты или перешедшего в другие минеральные виды.

По данным Мокма, Джексона и Сайерса, состав глинистых минералов в разновозрастных подзолисто-глеевых почвах Новой Зеландии эволюционирует следующим образом. В первые 250 лет происходит возрастание содержания в илистой фракции вермикулита и монтмориллонита со скоростью, измеряемой сотыми долями процента в год (что соответствует сотням $кг/га$ в год). В последующие столетия процентное содержание этих минералов существенно не меняется, а после 1000 лет начинает уменьшаться, так как вермикулит и монтмориллонит переходят в хлоритоподобные структуры, которые определяются количественно вместе с хлоритом. Несмотря на то что и вермикулит и разбухающий минерал образуются прежде всего за счет выветривания слюдистых минералов,

количество последних в составе ила существенно не изменяется за первые 5000 лет существования почвы. Очевидно, расход слюды на выветривание и переход в другие минералы компенсируется пополнением слюдистых минералов за счет дробления более крупных фракций.

Джиемс [11] изучал изменение состава глинистых минералов во времени в разновозрастных альфегумусовых подзолах на террасах оз. Рагунда и Балтийского моря. По его данным, уже в первые 165 лет развития некоторых почвенных профилей не менее 50% содержащегося в илистой фракции породы хлорита и не менее 20% слюдистых минералов было потеряно и перешло в разбухающий минерал типа бейделлита и вермикулит в подзолистом горизонте. Скорость аккумуляции этих минералов в гор. A_2 составляла соответственно десятые и сотые доли процента в год в пересчете на илистую фракцию. В пересчете на почву, с учетом низкого содержания ила и малой мощности подзолистого горизонта эти величины будут приблизительно на два порядка меньше, что составляет сотни граммов на гектар в год в подзолистом горизонте мощностью 2 см.

Следует подчеркнуть, что в изученных Джиемсом подзолистых альфегумусовых почвах тип профильного распределения глинистых минералов, свойственный зрелым почвенным профилям, сформировался за очень короткий период — менее 200 лет.

По данным Горбунова с соавт. [2], в подзолистых почвах на разновозрастных песчаных отложениях в первые 400—500 лет в составе илистой фракции появляются аморфные вещества, слюдистые минералы и кварц. За последующие 500 лет в гор. A_2 в составе слюдистых минералов появились расширяющиеся пакеты, а в почве 2000-летнего возраста одним из преобладающих компонентов илистой фракции в подзолистом горизонте стал смешаннослойный слюдисто-монтмориллонитовый минерал, образовавшийся в результате выветривания слюдистых минералов.

В настоящей работе изложены результаты исследования состава глинистых минералов в горных почвах Приэльбрусья, развитых на разновозрастных моренных отложениях ледника Джанкаут в верховьях долины р. Адылсу. Датировку морен проводили с учетом исторических данных методами лишенометрического и гляцио-геоморфологического анализов в связи с работами по изучению динамики ледников [8, 7, 1].

Исследованный временной ряд почв включает следующие разрезы: 1) разрез 25 — свежая морена, незатронутая почвообразованием, взятая у края ледника, возраст почвы — 0 лет; 2) разрез 21 — горно-луговая почва на моренных отложениях 60-летнего возраста; 3) разрез 22 — горно-луговая почва на моренных отложениях 300-летнего возраста; 4) разрез 53 — горно-луговая почва, обладающая наиболее зрелым полноразвитым профилем (возраст не установлен); 5) разрез 59 — полноразвитая горно-лесная почва под высокогорным лесом (возраст не установлен).

Исследованные почвы формируются на высотах 2500—2700 м над ур. м. в условиях континентального высокогорного климата. Среднегодовая температура равна 0°, лето умеренно прохладное (средняя температура августа +10°), зима умеренно холодная (средняя температура января —10°); среднегодовая сумма осадков равна 800—900 мм.

Растительный покров наиболее молодых почв представлен группировками из иван-чая (*Chamaenerium caucasicum*), вейника (*Calamagrostis epigoes*), копеечника (*Hedysarum caucasicum*) и отличается неполным проективным покрытием (30—60%). Для наиболее зрелых почв характерен замкнутый сложный фитоценоз с доминированием плотнокустовых злаков, преимущественно овсяницы (*Festuca supina*, *F. varia*). Разрез 59 заложен в мертвопокровном сосновом лесу.

Почвообразующей породой во всех разрезах является морена, обогащенная гранитным материалом. Слоистые силикаты, служащие в почвах умеренных и холодных гумидных областей основным источником

Некоторые химические свойства почв

Номер разреза. Возраст	Горизонт и глубина, см		рН водный	Гумус, %	Нена- сыщен- ность, %	Содержание фракций, %		
						>1 мм	<0,01 мм	<0,001 мм
25. 0 лет	C	0—5	6,4	0,26	1	70	10	3
21. 60 лет	A ₀ A ₁	0—5	5,6	2,79	4	43	12	5
	BC	5—25	5,7	0,64	5	72	20	8
	BC'	25—40	6,5	0,42	1	69	14	7
22. 300 лет	A ₃	0—8	5,1	19,07	5	14	15	5
	A ₁	8—15	4,6	10,03	19	25	28	10
	B	15—40	4,7	4,57	26	65	29	7
	B'	40—75	5,0	1,76	13	Не опр.	21	3
	BC	75—95	5,2	0,69	10	64	19	6
53. Зрелый про- филь (воз- раст не ус- тановлен)	A ₃	0—9	4,9	19,81	31	12	16	5
	A ₁	9—18	4,7	16,03	79	24	16	6
	B	18—41	4,7	7,00	63	54	12	4
	B'	41—75	5,0	Не опр.	45	51	14	3
59. Зрелый про- филь (воз- раст не ус- тановлен)	A ₃ A ₁	2—7	5,2	12,88	8	43	21	8
	A ₁ B	7—27	5,1	5,33	22	28	27	9
	BC	27—65	5,5	0,98	15	75	13	4
	BC'	65—105	5,6	0,55	13	70	11	3

Таблица 2

Валовый состав илистой фракции и формы железа, % на прокаленную навеску

Номер разреза	Горизонт и глубина, см		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃		CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
					силикат- ное	несиликат- ное				
25	C	0—5	44,2	23,4	10,4	3,3	2,2	3,8	3,7	5,7
21	BC	5—25	46,9	25,2	7,0	3,2	1,5	2,8	3,7	5,7
22	A ₁	8—15	52,5	20,4	6,1	6,5	2,1	2,5	3,0	3,8
	B	15—40	48,1	21,2	9,2	4,3	1,7	3,2	3,9	5,1
	B'	40—75	46,7	20,7	10,3	2,8	1,9	3,9	3,9	5,4
53	A ₁	9—18	47,1	20,5	5,5	12,9	1,9	1,8	1,3	2,0
	B	18—41	33,0	24,3	7,0	15,2	2,4	2,9	2,8	2,9
	B'	41—75	44,4	24,2	8,6	7,1	1,9	3,0	3,5	4,8
	BC'	75—85	46,6	25,1	9,7	4,8	1,2	3,3	3,6	5,0
59	A ₁ B	7—27	48,8	24,3	10,0	6,8	1,2	2,9	0,5	2,5
	BC	27—65	48,1	25,7	9,6	7,4	0,6	2,8	0,7	3,0
	BC'	65—105	49,6	25,6	6,7	7,6	0,6	2,8	1,3	3,4

глинистых минералов, представлены в гранитах биотитом и мусковитом, составляющим соответственно 5—10 и 5% от исходной плотной породы. Кроме того, в породе в заметных количествах содержатся магнезиальный хлорит (пеннин) и серицит, развитые соответственно по биотиту и плагиоклазам как продукты их постмагматического изменения. Как видно из табл. 1, в почвах со временем увеличивается содержание гумуса от 0 до 16% в гор. A₁, уменьшается величина рН от 6,4 до 4,7 в гор. A₁ и B₁, существенно уменьшается количество крупнозема (от 70 до 25%), увеличивается содержание несиликатного Fe в илистой фракции (табл. 2). При этом некоторые из указанных признаков (рН, содержание крупнозема) достигают уровня, свойственного наиболее зрелой почве, уже в 300-летнем профиле.

Непосредственными объектами исследования были фракции <0,001 мм, выделенные по генетическим горизонтам. Суспензии коагу-

Минералогический состав фракции $<0,001$ мм исследованных почв

Номер разреза	Горизонт и глубина, см	Минералы							
		иллит (ди- и триоктаэдрический)	триоктаэдрический хлорит	неупорядоченный смешанный иллит-вермикулит	вермикулит	неупорядоченный смешанный иллит-монтмориллонит	монтмориллонит	неупорядоченный смешанный иллит-хлорит	каолинит
25	С 0—5	+++	+++	—	+	—	—	—	?
21	BC 5—25	+++	++	—	+	—	—	—	?
22	B ₁ 15—40	++	++	+	+	—	—	—	?
	B 40—75	+++	+++	—	+	—	—	—	?
53	A ₁ 9—18	+	+	?	+	?	++	—	?
	B 18—41	++	++	?	+	+	—	—	?
	B' 41—75	+++	+++	+	+	—	—	—	?
	BC' 75—85	+++	+++	+	+	—	—	—	?
59	A ₁ B 7—27	++	++	+	++	+	—	+	?
	BC 27—65	++	++	+	++	—	—	+	?
	BC' 65—105	+++	++	+	++	—	—	+	?

Примечание. Полуколичественная оценка: «+» — мало; «++» — среднее; «+++» — много; «?» — присутствие минерала точно не установлено.

лировали концентрированной HCl. Органическое вещество сжигали 10%-ной H₂O₂ на водяной бане, а несиликатное железо удаляли по методу Мера и Джексона [13]. 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 часов.

Рентгеновский анализ илстых фракций проводили на дифрактометре УРС-50-ИМ со скинтилляционным счетчиком и пересчетным устройством типа ССД. Условия съемки — излучение Cu, фильтрованное Ni, напряжение на трубке 35 kV, анодный ток 12 mA, скорость вращения образца 1 град/мин, диафрагмы 0,5×0,5×0,25 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.

В табл. 1 приведены данные по содержанию фракции $<0,001$ мм в исследованных почвах. Несмотря на значительное пространственное варьирование этого показателя в плохосортированных моренных отложениях, наблюдается отчетливое возрастание содержания ила с увеличением возраста почвы от 0 до 300 лет. При этом скорость прироста илистой фракции измеряется сотыми долями процента в год в пересчете на мелкозем. В пересчете на почву в целом, учитывая невысокое содержание мелкозема, особенно в самых молодых профилях, скорость прироста ила измеряется величинами на порядок меньшими, что составляет десятки килограммов на гектар в год в верхнем полуметровом слое. Тенденция к возрастанию содержания илистой фракции при рассмотрении зрелых почвенных профилей (разр. 53 и 59) не проявляется.

Минералогический состав илистой фракции (рисунок, табл. 2 и 3) обнаруживает вполне закономерные изменения с увеличением возраста почвенных профилей. В составе илистой фракции исходной морены, незатронутой почвообразованием (разр. 25 и нижние горизонты разр. 22 и 53, рисунок, III, 2, IV, 4), преобладают две группы глинистых минералов: железисто-магнезиальные хлориты (идентифицируются по 14 А отражению на дифрактограммах прокаленных образцов) и иллиты (диаг-

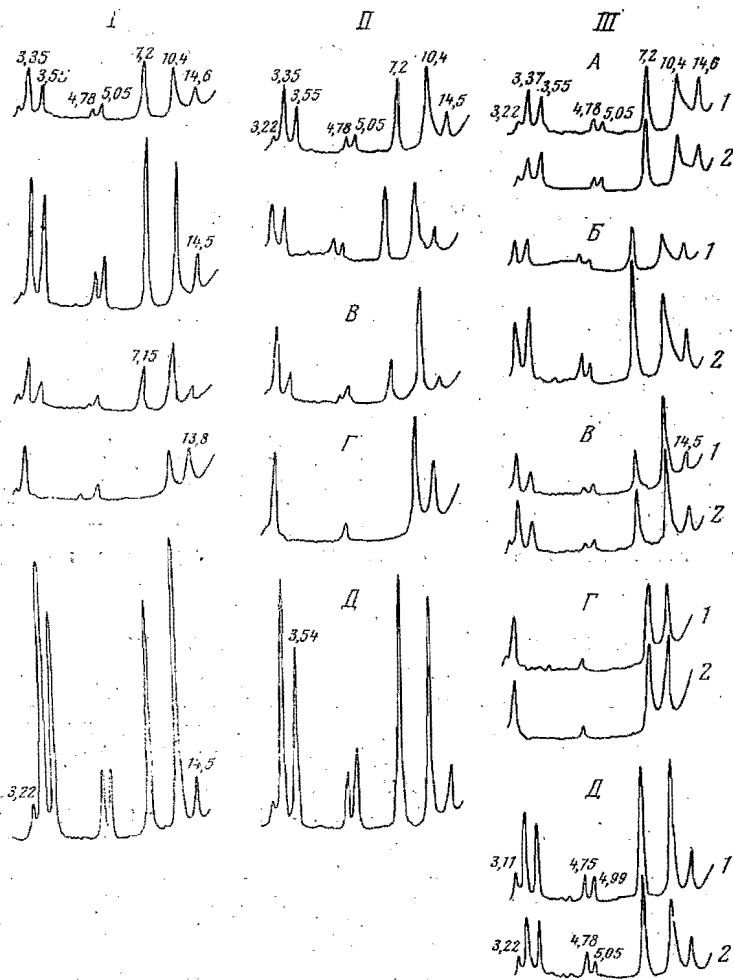
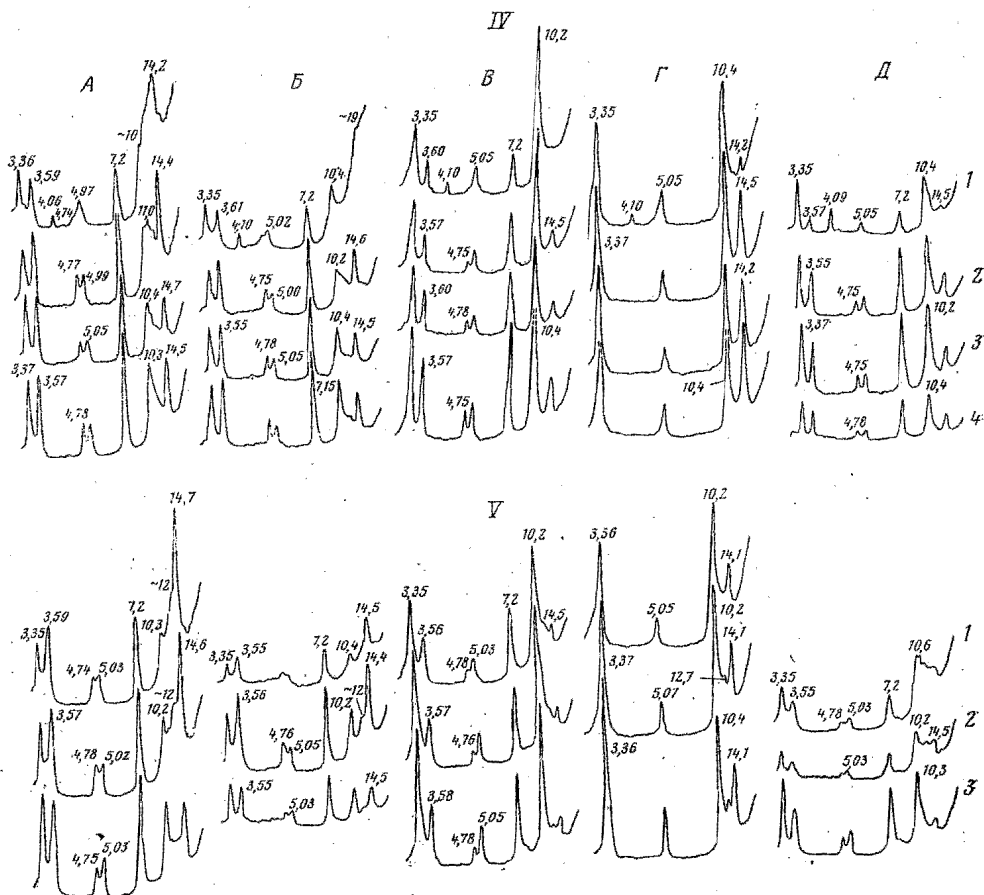


Рис I, II, III

ностируются по отражениям 10; 5 и 3,33 Å); последние, судя по соотношениям интенсивностей 10 и 5 Å рефлексов, представлены смесью ди- и триоктаэдрических структур. Кроме того, в составе илистой фракции исходного наноса в некотором количестве присутствует вермикулит, который обнаруживается по увеличению интенсивности 10 Å отражения при прокаливании образца. При этом вермикулит может находиться в исследованных образцах как в виде самостоятельной кристаллической фазы, так и в виде пакетов в составе иллитов и несовершенных хлоритов. Помимо указанных слоистых силикатов в составе илистой фракции исходной морены содержатся полевые шпаты и кварц, которые диагностируются соответственно по отражениям 3,20 и 4,26 Å.

Нельзя также полностью исключать возможность присутствия в исследованных образцах каолинита, диагностика которого затруднена при наличии в образцах хлоритовых минералов.

С увеличением возраста почвенных профилей в составе илстых фракций уменьшается содержание иллита и хлорита и возрастает содержание минералов с лабильной структурой (вермикулита, монтмориллонита и смешаннослойных образований с лабильными пакетами): Эта закономерность обнаруживается при рассмотрении данных валового анализа ила: в составе илстых фракций горизонтов, находящихся на одинаковой глубине, с увеличением возраста почвы закономерно уменьшается количество калия, основным носителем которого являются илли-



Рентгенодифрактограммы илстых фракций почв из исследованных разрезов

I — разр. 25, 0—5 см; II — разр. 21, 5—25 см; III — разр. 22, 1—15—40 см, 2—40—75 см; IV — разр. 53, 1—9—18 см, 2—18—41 см, 3—41—75 см, 4—75—85 см; V — разр. 59, 1—7—27 см, 2—27—65 см, 3—65—105 см А — Mg, 20°; Б — Mg, глицерин; В — Mg, 350°; Г — Mg, 550°; Д — K, 20° Цифры на рисунках — Å

ты, а также содержание Mg и Fe, входящих в состав железисто-магнезиальных хлоритов и триоктаэдрических иллитов. Не менее четко та же тенденция выявляется при анализе интенсивностей соответствующих рефлексов на рентгенодифрактограммах. Для удобства анализа нами был использован специальный показатель — приращение интенсивности 10 Å отражения при прокаливании образцов, выраженный как процент от суммы интенсивностей 10 и 7 Å рефлексов на дифрактограммах образцов, прокаленных при 350°. Величина этого приращения дает представление о содержании в образцах минералов с лабильными решетками вермикулита и монтмориллонита, хотя может и не вполне соответствовать абсолютному процентному содержанию этих минералов за счет разных вкладов в структурную амплитуду 10 Å рефлекса ди- и триоктаэдрических структур.

Как видно из табл. 4, величина приращения 10 Å рефлекса при прокаливании образцов закономерно увеличивается с увеличением возраста почвы от 15% в почве нулевого возраста до 42% в гор. А зрелого почвенного профиля, что свидетельствует о соответствующем возрастании содержания вермикулита и монтмориллонита за счет минералов со стабильной решеткой — слюд и хлоритов. Скорость прироста содержания лабильных минералов в первые 300 лет существования профиля измеряется сотыми долями процента в год в пересчете на илстую фракцию. В пересчете на почву целиком, т. е. с учетом низкого содержания мелко-

зема, а в мелкоземе — низкого содержания илистой фракции, этот процесс измеряется величинами на 2—3 порядка меньшими, что соответствует сотням граммов на гектар в год в верхнем слое мощностью 0,5 м.

Данные, приведенные в табл. 4, а также анализ дифрактограмм (рисунок, I—IV) свидетельствуют о том, что с возрастом процесс выветривания слюд и хлоритов охватывает толщу все большей и большей

Таблица 4

Приращение интенсивности 10 Å рефлекса ($\Delta 10 \text{ \AA}$) при прокаливании образца до 350°

Номер разреза (возраст, лет)	Горизонт и глубина, см	$\Delta 10 \text{ \AA}$	Номер разреза	Горизонт и глубина, см	$\Delta 10 \text{ \AA}$
25 (0)	С 0—5	15	53	A ₁ 9—18	42
24 (60)	BC 5—25	18		B 18—41	37
22 (300)	В 15—40	27	59	B' 41—75	28
		13		BC 75—85	30
	B' 40—75	34		B 7—27	34
		37		BC ₁ 27—65	37
		28	BC' 65—105	28	

мощности. В 300-летнем профиле заметные изменения в составе глинистого материала произошли в верхнем минеральном горизонте мощностью 40 см, т. е. скорость вовлечения исходной породы в процесс выветривания измерялась миллиметрами в год. В зрелом почвенном профиле существенные изменения в составе глинистого материала, свойственном почвообразующему наносу, охватили уже толщу более 80 см.

Интересно отметить, что в первые 60 лет существования почвенного профиля в илистой фракции заметно уменьшилось содержание триоктаэдрических хлоритов и мало изменилось количество слюдистых минералов, что подтверждается потерей Mg и силикатного Fe при неизменном количестве K в валовом химическом составе илистой фракции (табл. 3). В 300-летнем профиле и в зрелых почвах наблюдалось прогрессивное уменьшение содержания иллитовых минералов и дальнейшая потеря хлоритов.

Следует подчеркнуть, что за 300 лет тип профильного распределения глинистых минералов, свойственный зрелой почве, не успевает сформироваться.

С увеличением возраста почвы после 300 лет в составе илистой фракции не только увеличивается содержание лабильных минералов, но и изменяются их свойства: в профилях нулевого, 60-летнего и 300-летнего возраста лабильные минералы представлены более высокозарядными компонентами — вермикулитом и смешаннослойными слюдисто-вермикулитовыми образованиями. В зрелой почве, особенно в самом верхнем горизонте, появляются лабильные минералы с более низким зарядом, разбухающие при насыщении глицерином и соответствующие более поздним стадиям трансформации. Они относятся или к собственно монтмориллонитовой группе (отражение $\sim 18 \text{ \AA}$ при насыщении глицерином, рисунок, IV, 1, B) или к слюдисто-монтмориллонитовым смешаннослойным образованиям (отражение $\sim 11 \text{ \AA}$ на дифрактограммах исходных образцов, смещающееся в область малых углов при насыщении глицерином, рисунок, IV, 2, A, B). Сжатие решетки лабильных минералов при насыщении калием (рисунок, I—V, D) свидетельствует о том, что эти минералы являются преимущественно продуктами изменения высокозарядных слюдистых минералов [9].

Анализ всего фактического материала позволяет, таким образом, заключить, что изменение во времени минералогического состава илистой фракции представляет собой однонаправленный ряд стадийной трансфор-

мации: слюды, хлориты → вермикулит → разбухающий слюдогенный минерал монтмориллонитовой группы. Трансформация во всяком случае слюdistых минералов осуществляется через стадии смешаннослойных структур.

Следует отметить, что минералогический состав илистой фракции в горно-луговых почвах имеет черты сходства с подзолистыми альфегумусовыми почвами, в которых основным механизмом глинообразования тоже является стадийная трансформация слоистых силикатов, а конечный член трансформационного ряда представлен слюдогенным монтмориллонитом, аккумулярующимся в состав илистой фракции подзолистого горизонта [4, 5].

В зрелом почвенном профиле под лесной растительностью (разр. 59, табл. 3, рисунок, V) трансформация слюд и хлоритов останавливается на более ранних этапах, чем в горно-луговой почве и продукты этой трансформации представлены в основном вермикулитом с небольшим количеством смешаннослойного иллит-монтмориллонита. Указанные различия в минералогическом составе илистой фракции между горно-луговой и горно-лесной почвами связаны, вероятно, с тем, что в последней условия разложения органического вещества и выноса катионов обеспечивают менее кислую реакцию по сравнению с горно-луговыми почвами (табл. 1). Появление в составе илистой фракции горно-лесной почвы в небольшом количестве неупорядоченного смешаннослойного иллит-хлорита (диагностируется по отражениям 12 \AA на дифрактограммах исходных и прокаленных образцов, рисунок, V, А, В, Г) связано, вероятно, с наличием этого минерала в исходной породе.

Таким образом, изложенный фактический материал полностью подтверждает положение Джексона о том, что одним из основных направлений эволюции глинистых минералов в четвертичный период является трансформация слюdistых минералов в слоистые силикаты с лабильными решетками. Остаточное накопление R_2O_3 в составе илистой фракции, отмеченное Джексоном в качестве второго основного направления эволюции глинистого материала, в изученных почвах проявляется преимущественно в форме аккумуляции несиликатного Fe (табл. 2).

В связи с этим возникает интересный вопрос — почему в исследованных профилях не происходит накопления алюминия в составе илистой фракции в форме межпакетных прослоек гидроокиси Al, т. е. почему в них не идет процесс почвенной хлоритизации? Известно, что этот процесс почти повсеместно распространен в кислых почвах от тундры до тропиков и заключается во внедрении и последующей полимеризации ионов гидроокиси Al в межслоевых промежутках 2 : 1 силикатов [14].

Одной из возможных причин отсутствия почвенных хлоритов в составе илистой фракции исследованных горно-луговых почв может быть характер гумуса, не обеспечивающий необходимой для процесса хлоритизации подвижности алюминия. Высказанное предположение носит гипотетический характер и нуждается в проверке дальнейшими исследованиями.

В заключение следует отметить, что изменение во времени глинистого материала в исследованных горно-луговых почвах носит необратимый характер и является одним из процессов, обеспечивающих прогрессивные необратимые изменения в свойствах почвенного профиля на всех этапах его развития.

Приведенный в статье фактический материал, а также анализ литературных данных позволяют заключить, что скорость изменения глинистого материала в почвах холодных и умеренных гумидных областей, развитых на достаточно богатых породах, не так уж мала и вполне сопоставима со скоростью изменения во времени других почвенных признаков, во всяком случае на первых этапах развития почвенного профиля.

Выводы

1. Основным направлением эволюции глинистого материала в исследованных разновозрастных горных почвах под луговой и лесной растительностью является стадийная трансформация содержащихся в породе слюд и хлоритов и их переход в минералы с лабильной решеткой.

2. Скорость накопления лабильных минералов за счет трансформации слюд и хлоритов измеряется сотнями граммов на гектар в год, а скорость проникновения процесса выветривания вглубь по профилю — миллиметрами в год.

3. Скорость изменения глинистого материала в исследованных почвах вполне сопоставима со скоростью изменения во времени других почвенных признаков.

4. В зрелом почвенном профиле под лесной растительностью продукты трансформации слюд и хлоритов соответствуют более ранним стадиям выветривания, чем в зрелой горно-луговой почве.

Литература

1. Берри Б. Л., Голубев Г. Н., Дюргеров М. Б., Еремина В. Н., Климова В. И., Суханов Л. А., Фрейдин В. С. и др. Внешний массоэнергообмен, строение и режим ледников и приледниковых территорий экспериментального бассейна Джанкуат на Кавказе. Склоновые процессы, вып. 2. Изд-во МГУ, 1974.
2. Горбунов Н. И., Прусинкевич Э., Градусов Б. П. Образование глинистых минералов в подзолистых почвах на песчаных породах разного возраста. Почвоведение, 1963, № 8.
3. Роде А. А. Почвообразовательный процесс и эволюция почв. Географгиз, 1947.
4. Соколова Т. А., Таргульян В. А., Смирнова Г. Я. Глинистые минералы в подзолистых альфегумусовых почвах и их роль в создании почвенного профиля. Почвоведение, 1971, № 5.
5. Соколова Т. А., Таргульян В. О., Шостак Р. В. К характеристике разбухающего минерала из гор. А₂ подзолистых альфегумусовых почв. Почвоведение, 1971, № 7.
6. Таргульян В. О., Александровский А. Л. Эволюция почв в голоцене: проблемы, факты, гипотезы. В сб.: История биогеоценозов СССР в голоцене. «Наука», 1976.
7. Турманина В. И. Исследования эволюции ледника Джанкуат фитоиндикационными методами. Материалы гляциологических исследований, М., 1971, № 18.
8. Тушинский Г. К., Турманина В. И. Фитоиндикация изменений ледниково-селевой активности последнего тысячелетия. В сб.: Фитоиндикационные методы в гляциологии. Изд. МГУ, 1971.
9. Уивер Ч. Е. Эффект и геологическое значение «фиксации» калия набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, биотита, хлорита и вулканогенного материала. В сб.: Вопросы минералогии глин. Изд-во иностр. лит., 1962.
10. Chandler R. F. The time required for podzol profile formation as evidenced by the Mendenhall Glacial deposits near Juneau, Alaska Soil Sci. Soc. Amer. Proc., v. 7, 1942.
11. Giems O. Studies on clay minerals and clay minerals formation in soil profiles in Scandinavia. Meddelelser fra det Norske Skogforsøksvesen, v. 21, № 4, 1967.
12. Jackson M. L. Clay transformations in soil genesis during the Quaternary. Soil Sci., v. 99, № 1, 1965.
13. Mehra O. P., Jackson M. L. Iron oxide removal from soils and clays. Clays and Clay Minerals. Proc. 7th Conf. New York, 1967.
14. Rich C. I. Hydroxy Interlayers in expansible layer silicates. Clays and Clay Minerals, v. 16, № 1, 1968.
15. Mochma D. L., Jackson M. L., Syers J. K. Mineralogy of a chronosequence of soils from greywacke and mica-shist alluvium. West Land, New Zealand, N. Z. J. Sci., v. 16, p. 796, 1973.
16. Stevens P. R., Walker T. W. The chronosequence concept and soil formation. Quart. Rev. Biol., v. 45, № 4, 1970.

Географический факультет
Факультет почвоведения
МГУ

Дата поступления
15.IV.1976 г.