

МИНЕРАЛОГИЯ И МИКРОМОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

РЕКТОРИТ – СИНГЕНЕТИЧНЫЙ КОМПОНЕНТ СЛАБОДЕРНОВОЙ СЛАБОПОДЗОЛИСТОЙ ПОЧВЫ

© 2020 г. Т. В. Алексеева^а, *, А. О. Алексеев^а

^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пущино, Московская область, 142290 Россия

*e-mail: alekseeva@issp.serpukhov.su

Поступила в редакцию 23.03.2020 г.

После доработки 08.04.2020 г.

Принята к публикации 28.04.2020 г.

Ректорит (алевардит) – упорядоченный смешанослойный минерал, в котором пакеты слюды (А) и смектита (В) чередуются по типу АВВАВВ..., с содержанием по 50% каждого из пакетов. Как и другие упорядоченные образования, ректорит в природе встречается редко. В данной работе приводятся результаты изучения свойств и минерального состава слабодерновой слабоподзолистой почвы (Республика Коми). В тонкодисперсных фракциях горизонтов А1 и А2 этой почвы обнаружен ректорит. Изученная почва сформирована на породе легкого гранулометрического состава. Профиль почвы текстурно-дифференцирован по элювиальному типу. Значения pH_{H_2O} для минеральных горизонтов находятся в пределах 5.1–5.3. Минеральный состав фракций <2, 2–0.5 и <0.5 мкм изучен методом рентгеновской дифрактометрии. В минеральном составе ила почвообразующей породы преобладает смектит, представленный высокозарядным бейделлитом. Помимо этого, ил содержит слюду, вермикулит, каолинит и хлорит, а также тонкодисперсный кварц. Структура вермикулита хлоритизирована. Процессы преобразования минерального состава илистой фракции затрагивают верхние 40 см профиля, максимально проявляются в верхних 20 см. Здесь сокращается содержание смектита, при этом возрастает содержание тонкодисперсного кварца. Дополнительно материал содержит ректорит. Этот минерал выявлен на основании целочисленной серии рефлексов: 24.54 и 12.27 Å – для воздушно-сухих образцов. После насыщения этиленгликолем пик (001) смещается к 26.77 Å. Прокаливание в течение 2 ч при 550°C приводит к смещению данного пика к 10 Å. Полагаем, что ректорит формируется на ранней стадии преобразования смектита в иллит и является промежуточным звеном на пути этого преобразования.

Ключевые слова: упорядоченно-смешанослойные минералы, слюда-смектит, минеральный состав, химический состав, подзолообразование

DOI: 10.31857/S0032180X20100032

ВВЕДЕНИЕ

Ректорит – упорядоченный смешанослойный минерал, в котором пакеты слюды (А) и смектита (В) чередуются по типу АВВАВВ..., с содержанием по 50% каждого из пакетов. Как и другие упорядоченные образования, ректорит в природе встречается сравнительно редко. Впервые этот минерал был обнаружен в конце XIX в. (Арканзас, США) [22, 26]. В тот же период аналогичный минерал был обнаружен в местности Альвар (Allevard) во Франции и получил название “алевардит”. В литературе чаще используется термин “ректорит”. В идеале его структура включает слои Na-слюды (парагонита) и смектита – бейделлита. Место Na могут занимать катионы К или Са. В этом случае минерал принято называть К-ректоритом или Са-ректоритом [3, 4, 7, 26].

Для дифракционной картины ректорита характерно наличие целочисленной серии отражений кратных 24 Å (10 + 14 Å). Насыщение образцов этиленгликолем приводит к набуханию смектитовых пакетов, в результате чего (001) рефлекс ректорита сдвигается к 26–27 Å (10 + 17 Å). При прокаливании до 550°C по данным разных авторов этот рефлекс смещается к 20 либо к 10 Å [7, 9, 13, 19, 23, 26].

Вопрос о генезисе ректорита остается предметом дискуссий. Чаще других встречается минерал гидротермального происхождения [9, 10, 26]. Таковым, например, является ректорит из штата Арканзас [26]. Успешные лабораторные синтезы ректорита подтверждают этот факт [20, 24, 25].

Помимо гидротермальной, в литературе имеются указания на вторичную – диагенетическую и метаморфическую природу ректорита. К таковым

относят находки этого минерала в отложениях палеозоя. Одни авторы рассматривают его в качестве продукта преобразования парагонита, другие – как продукт аградационной трансформации смектита при относительно низких температурах (145–280°C). Вопросы о механизмах формирования упорядоченного смешанослойных минералов, в том числе ректорита, так же как о необходимых предшественниках, являются предметом дискуссий [26].

Находки упорядоченно смешанослойных минералов в зоне гипергенеза, в частности, в почвах, исключительно редки [6]. Одно из первых упоминаний о находке почвенного ректорита принадлежит Б.П. Градусову. Изученная им примитивная почва из Карелии сформирована на слюдяном сланце. Ректорит обнаружен во фракции <1 мкм, выделенной из горизонта В этой почвы. Материал данного горизонта обогащен гумусом (5.55%), имеет кислую реакцию: pH_{H_2O} составляет 3.57 [2, 9].

Лисица и Тихонов [11] показали, что одним из продуктов трансформации биотита в дерново-подзолистой почве Белоруссии является упорядоченный смешанослойный биотит-вермикулит. Авторы высказывают мнение, что эта фаза является одной из стадий последовательного трансформационного преобразования биотита в вермикулит. Вермикулизация слюдяных пакетов, по мнению этих авторов, является характерным процессом преобразования минералов подзолистых горизонтов.

Соколова [15] сообщает о находке в илстой фракции подзолистой почвы Алданского нагорья упорядоченно-смешанослойного слюда-вермикулита. Этот минерал обнаружен во всех горизонтах почвы, кроме подзолистого. В тонкопылевой фракции этой почвы особенно в ее верхних горизонтах обнаружен упорядоченно-смешанослойный слюдино-монтмориллонитовый минерал.

В работе Убугунова с соавт. [19] приводятся сведения о находке ректорита в мерзлотной почве Бурятии, сформированной на аллювии. Небольшое количество ректорита обнаружено в составе илстой фракции аллювия на глубине 54–115 см. Минерал состоит из пакетов диоктаэдрической слюды и монтмориллонита в равных долях. Выше по почвенному профилю этот минерал не выявлен. По заключению авторов ректорит в этой почве является унаследованной фазой. Характеристики среды существования ректорита следующие: pH 7.7–8.5, содержание карбонатов 7.0–8.5%, содержание ила <10%, содержание гумуса ниже 0.6%. Авторы заключают, что в верхней части почвенного профиля структура ректорита не сохранилась. Она преобразована в неупорядоченную структуру слюда-смектитового состава.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В настоящей работе приводятся результаты изучения свойств и минерального состава слабодерновой слабоподзолистой суглинистой почвы (Umbric Albeluvisols по классификации WRB) под березняком с подростом ели. Профиль почвы заложен на территории стационара “17-й километр” Института биологии Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар).

Результаты изучения показали, что тонкодисперсные фракции горизонтов А1 и А2 этой почвы содержат упорядоченный смешанослойный минерал – ректорит. Целью работы является выяснение генезиса этого редкого для почв минерала.

Лабораторные исследования включали получение базовых характеристик почвы: pH , гранулометрический состав, содержание $C_{орг}$, содержание карбонатов. Минеральный состав тонкодисперсных фракций (<2, 2–0.5 и <0.5 мкм) изучали методом рентгеновской дифрактометрии на дифрактометрах ДРОН-3 и Bruker D2 Phaser. Для диагностики глинистых минералов использовали ориентированные препараты. Был получен следующий комплекс дифрактограмм: Mg-форма воздушно-сухие, Mg-форма насыщенные этиленгликолем, Mg-форма прокаленные до 350 и 550°C, Ca-форма воздушно-сухие, Ca-форма насыщенные этиленгликолем, Ca-форма прокаленные до 550°C, K-форма воздушно-сухие, K-форма насыщенные этиленгликолем, Li(Грин-Кели)-тест. Перед насыщением катионами образцы обрабатывали 10%-ным раствором H_2O_2 на кипящей водяной бане. Полуколичественную оценку содержания фаз в составе илстой фракции осуществляли с применением программы Diffraс.Eva 5.1. Элементный состав валовых образцов и фракции <2 мкм изучали рентген-флуоресцентным методом (Spectroscan Макс-GV).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Свойства почвы. Изученная почва сформирована на суглинистых отложениях, в гранулометрическом составе преобладает фракция крупной пыли (табл. 1). Профиль почвы текстурно-дифференцирован по элювиальному типу. Содержание фракции <1 мкм находится в пределах 9–22% с минимумом в оподзоленном горизонте А2, который представлен легким суглинком. Здесь отмечено максимальное содержание фракции крупной пыли – 55% и тонкой пыли – 8%. Суммарное содержание пыли в этом горизонте составляет 71%. Отметим, что “мучнистость” подзолистого горизонта Докучаев рассматривал в качестве его характерного признака [8]. Верхние 10 см профиля (горизонт А1) обогащены органическим веществом: содержание $C_{орг}$ достигает 4.5%. В оподзоленном горизонте А2 и ниже содержание $C_{орг}$ уменьшает-

Таблица 1. Некоторые характеристики слабодерновой слабоподзолистой почвы

Горизонт	Глубина, см	рН _{Н₂О}	С _{орг} , %	Гранулометрический состав (мм), %					
				1–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001
АО	0–5	5.04	9.14	Не опр.					
A1	5–12	5.07	4.52	1.71	29.08	41.34	8.59	6.14	13.14
A2	12–19	5.29	0.61	0.62	19.91	54.99	7.68	8.09	8.71
B1	19–37	5.09	0.44	0.33	19.94	51.60	9.75	6.09	12.29
B2	37–53	5.12	0.31	0.18	14.52	53.57	6.54	5.73	19.46
BC	53–60	5.29	0.29	0.24	14.16	45.48	12.4	5.38	22.34

ся до 0.6% и далее до 0.3%. Почва бескарбонатна в пределах всего профиля. Значения рН_{Н₂О} для минеральных горизонтов составляют 5.1–5.3.

Минеральный состав илстой фракции. В минеральном составе фракции <2 мкм, выделенной из почвообразующей породы, преобладает смектит. Его содержание в сумме с хлоритом и вермикулитом составляет около 50%. Рентгендифрактограммы образцов, насыщенных К⁺ в воздушно-сухом состоянии, после их сольватации этиленгликолем, а также результаты Li-теста показали, что смектит представлен высокозарядной фазой бейделлитового типа. Помимо этого, ил содержит иллит (около 5%), каолинит (до 19%), а также тонкодисперсный кварц (около 10%) и полевые шпаты (16%). Структура вермикулита хлоритизирована (рис. 1 и 2). Процессы преобразования минерального состава илстой фракции затрагивают верхние 40 см профиля, но максимально проявляются в горизонтах A1 и A2. Здесь сокращается содержание смектита. В сумме с хлоритом и вермикулитом оно составляет 27–32%. При этом в два раза возрастает содержание тонкодисперсного кварца (18–22%). Содержание каолинита, иллита и полевых шпатов остается практически постоянным. Смектит в этой части профиля, так же как в почвообразующей породе, представлен высокозарядным бейделлитом. Хлорит сохраняется в пределах всего профиля, включая и верхний горизонт. Вермикулит в пределах всего профиля хлоритизирован. Дополнительно илстая фракция этих двух горизонтов содержит небольшое количество упорядоченно-смешанослойной фазы слюда-смектитового состава. Максимальное содержание данной фазы отмечается в горизонте A2 (до 12%) против 4% в горизонте A1.

Для получения более детальных характеристик минерального состава фракция <2 мкм, выделенная из материала горизонтов A1 и A2, была разделена на подфракции: 2–0.5 и <0.5 мкм. Образцы были насыщены Са²⁺, их минеральный состав изучен с применением описанных выше стандартных тестов-приемов диагностики. Полученные дифрактограммы для подфракций, выделенных из гор. A2, приведены на рис. 3 и 4. Минеральный состав обеих подфракций практически

идентичен: преобладающими фазами являются бейделлит и тонкодисперсный кварц. Упорядоченно смешанослойная фаза слюда-смектитового состава выявлена на основании целочисленной серии рефлексов: 24.54 и 12.27 Å – для воздушно-сухих образцов (рис. 3, А). После сольватирования образца этиленгликолем пик 24.54 Å смещается к 26.77 Å, что отвечает насыщенной Са и сольватированной этиленгликолем решетке смектита с положением $d_{001} = 16.77$ Å. Прокаливание образца в течение 2 ч при 550°C приводит к смещению пика к 10 Å. На основании полученных данных эта минеральная фаза отнесена к ректориту.

Материал илстой фракции горизонта B1 демонстрирует изменения в характеристиках смектитовой фазы, которая представлена здесь бейделлитом без признаков смешанослойности (рис. 1). Содержание бейделлита в этом горизонте заметно сокращается по сравнению с почвообразующей породой (35%). Минерал отличается от бейделлита нижележащего горизонта и почвообразующей породы уменьшением интенсивности рефлекса 16.67 Å на дифрактограмме образца, насыщенного этиленгликолем. Рефлекс расширяется и становится асимметричным. Отмеченные изменения свидетельствуют об ухудшении степени окристаллизованности решетки минерала, что может являться как следствием разрушения структуры бейделлита, так и возможной аккумуляции в данном горизонте продуктов разрушения материала вышележащей части профиля. Содержание тонкодисперсного кварца, как и в горизонтах A1 и A2, составляет около 19%, что в 2 раза превышает его содержание в почвообразующей породе. Содержание других фаз остается без изменений.

Валовой химический состав почвенных образцов представлен в табл. 2. Полученные данные отражают текстурную дифференциацию профиля. Материал горизонтов A1 и A2, в меньшей степени горизонта B1, обогащен SiO₂. Прирост содержания SiO₂ в подзолистом горизонте A2 по сравнению с почвообразующей породой составляет около 8%. При этом содержание Al₂O₃ здесь снижено до 5.9–6.3% по сравнению с 9.0% в почвообразующей породе. Содержание Fe₂O₃ также снижено: до 2.0–2.3% по сравнению с 3.4% в почвообразу-

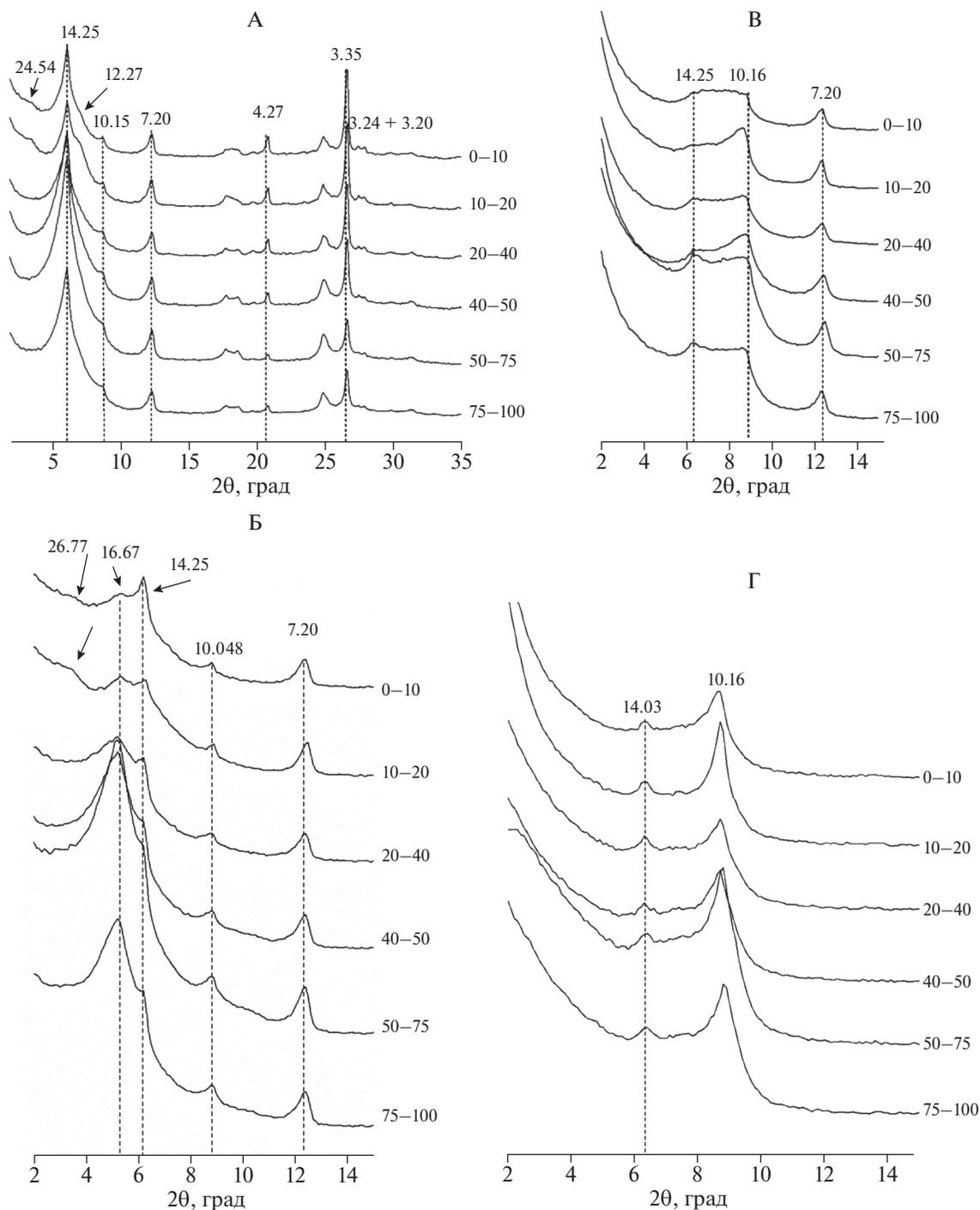


Рис. 1. Рентгendifрактограммы илистой фракции профиля дерновой – слабоподзолистой почвы. А – образцы насыщены Mg^{2+} , воздушно-сухие. Б – образцы насыщены Mg^{2+} и далее этиленгликолем. В – образцы насыщены Mg^{2+} и прокалены при 350°C. Г – образцы насыщены Mg^{2+} и прокалены при 550°C. Положение рефлексов дано в А. Глубины взятия образцов – в см.

ющей породе. Рассчитанный по Роде [14] элювиально-аккумулятивный коэффициент (EA_R) для Al_2O_3 для горизонта А2 составил (–37%), для Fe_2O_3 – (–47%). Для остальных элементов этот показатель заметно меньше: –8...–12%. Величина отношения Si/Al для горизонтов А1 и А2 достига-

ет 21–22 по сравнению с 13 для почвообразующей породы. Материал горизонтов А1, А2 и В1 демонстрирует прирост в содержании TiO_2 . Величина EA_R для этого оксида для горизонта А2 составила (+46%). Величина отношения Ti/Al , наряду с Si/Al , отражает текстурную дифференциацию

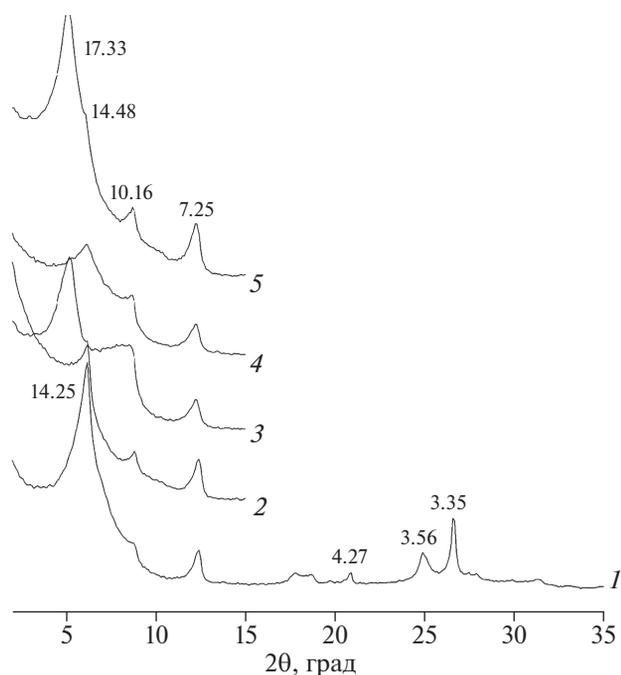


Рис. 2. Рентгенодифрактограммы илстой фракции почвообразующей породы (75–100 см): 1 – образцы насыщены Mg^{2+} , воздушно-сухие, 2 – образцы насыщены Mg^{2+} и далее этиленгликолем, 3 – образцы насыщены K^+ , воздушно-сухие, 4 – образцы насыщены K^+ и далее этиленгликолем, 5 – Li-тест (насыщены Li^+ , прокалены в течение суток при $250^{\circ}C$ и насыщены этиленгликолем). Положение рефлексов дано в Å.

профиля, а именно обогащенность материала горизонтов A1 и A2 фракциями пыли и тонко/среднего песка. Поведение величин этих отношений демонстрирует прямую зависимость с величиной $R^2 = 0.99$. Ранее [1, 17] показано, что и для других текстурно-дифференцированных почв таких, как солонцы и светло-каштановые солонцеватые почвы, характерен прирост величины отношения Ti/Al для элювиальных горизонтов. Эта особенность химического состава объясняется в первую очередь остаточным накоплением устойчивых минералов, прежде всего, кварца, а также рутила. Как известно, зерна кварца часто имеют включения оксидов Ti , что также может отражаться на химическом составе почвы.

Химический состав илстой (<2 мкм) фракции, выделенной из материала почвенных горизонтов, представлен в табл. 3. Как и валовые образцы, илстая фракция горизонтов A1, A2 и B1 обогащена SiO_2 и TiO_2 . Элювиально-аккумулятивный коэффициент для TiO_2 в горизонте A2 составляет (+85%). Прирост в содержании TiO_2 здесь по сравнению с породой составил 95%, что несоизмеримо с накоплением SiO_2 (+10%). Следовательно, помимо остаточного накопления TiO_2 в составе тонкодисперсного кварца и в виде самостоятельной фазы после выноса Fe, например, из двойных окси-

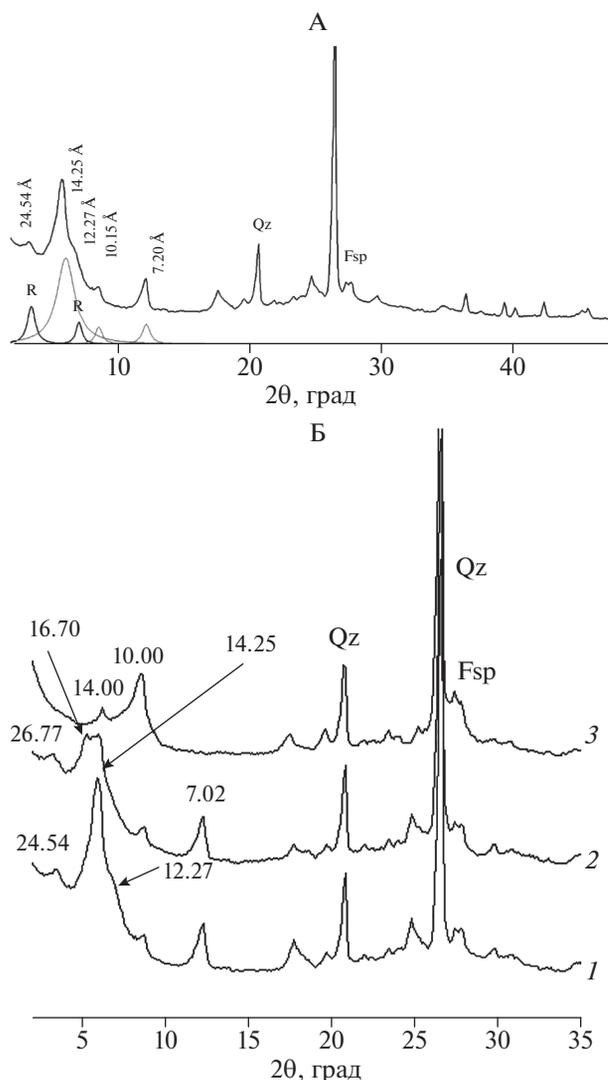


Рис. 3. Рентгенодифрактограммы фракции 2–0.5 мкм, выделенной из горизонта A2 (10–20 см). А – сравнение экспериментального и эталонного спектров ректорита, Б – тесты: 1 – образцы насыщены Ca^{2+} , воздушно-сухие, 2 – образцы насыщены Ca^{2+} и далее этиленгликолем, 3 – образцы насыщены Ca^{2+} и прокалены при $550^{\circ}C$. Положение рефлексов дано в Å. Обозначения: Qz – кварц, Fsp – полевые шпаты, R – ректорит.

дов этих металлов, имеется дополнительный источник Ti . Одно из возможных объяснений этого явления – биогенная мобилизация Ti . Феномен аккумуляции TiO_2 в верхних горизонтах некоторых почв нуждается в дальнейших исследованиях.

Элювиально-аккумулятивные коэффициенты для остальных элементов в горизонте A2 демонстрируют потери. Максимальный вынос отмечен для Mg, Ca и Al.

Выше показано, что ни гранулометрический, ни химический составы валовых образцов изу-

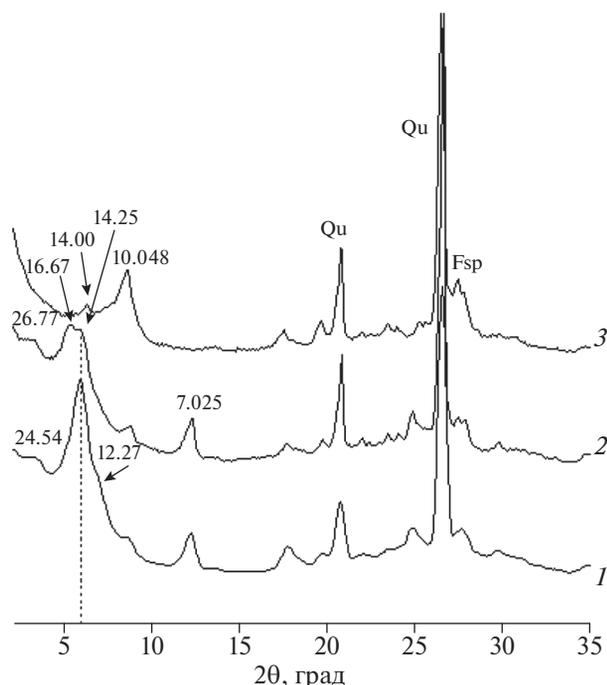


Рис. 4. Рентгендифрактограммы фракции $<0.5\ \mu\text{m}$, выделенной из горизонта А2 (10–20 см): 1 – образцы насыщены Ca^{2+} , воздушно-сухие, 2 – образцы насыщены Ca^{2+} и далее этиленгликолем, 3 – образцы насыщены Ca^{2+} и прокалены при 550°C . Положение рефлексов дано в Å. Обозначения: Qz – кварц, Fsp – полевые шпаты.

ченной почвы не свидетельствуют в пользу формирования иллювиального горизонта. Роде [14] указывал на то, что в подзолистых почвах "...само образование иллювиальных горизонтов не является обязательным". Позже на массовом материале этот вывод подтвердили Тонконогов [18] и Соколова с соавт. [16]. Вместе с тем данные химического состава илистой фракции показали некоторое накопление Al_2O_3 в горизонте В1 на фоне потерь остальных элементов. При этом профильное рас-

пределение илистой фракции свидетельствует об элювиальной природе горизонта В1 (табл. 1). Возможно, что в этой части профиля имеет место накопление аморфных Al-содержащих минералов (аллофанов – (прото)имоголита), что отвечает альфегумусовому процессу. Развитие такого накопленного процесса по профилям текстурно-дифференцированных подзолистых и дерново-подзолистых почв в деталях изучено Тонконогим [18]. Этим автором, почвы, распространенные в окрестностях г. Сыктывкар, определены как подзолистые с субпрофилем подзола альфегумусового. Специфика минерального состава илистой фракции горизонта В1, в частности сокращение содержания смектитовой фазы и снижение ее степени окристаллизованности отмечена выше (рис. 1, Б). Осаждению аллофанов может способствовать и значительное утяжеление гранулометрического состава нижележащего горизонта, выполняющего роль текстурного барьера для нисходящих потоков влаги и растворенных веществ.

Таким образом, тенденции в профильном распределении макроэлементов для валовых образцов из изученной почвы отвечают выраженной текстурной элювиальной дифференциации профиля. Рассчитанные элювиально-аккумулятивные коэффициенты для подзолистого горизонта А2 показали опережающий вынос Fe_2O_3 и Al_2O_3 и заметную аккумуляцию TiO_2 . Величины отношений Si/Al , Ti/Al , $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ наряду с результатами гранулометрического состава свидетельствуют, что процессом подзолообразования в разной степени охвачены верхние 40 см профиля, включая горизонт В1.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ректорит, обнаруженный в тонкодисперсных фракциях материала из верхней – оподзоленной части профиля слабодерновой слабоподзолистой почвы, является аутигенным сингенетичным ком-

Таблица 2. Содержание некоторых элементов в слабодерновой слабоподзолистой почве, %

Горизонт	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	K_2O	MgO	TiO_2	Si/Al	$\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$	Ti/Al
A1	76.93	5.93	2.26	0.82	1.94	0.57	0.686	22.06	9.39	0.147
A2	77.07	6.31	2.01	0.72	2.08	0.56	0.729	20.76	9.26	0.147
B1	73.28	7.66	2.64	0.71	2.08	0.62	0.653	16.27	7.12	0.109
B2	70.19	8.75	3.31	0.67	2.13	0.59	0.582	13.64	5.82	0.088
BC	70.14	8.63	3.27	0.62	2.09	0.51	0.598	13.81	5.89	0.086
C	69.37	9.03	3.44	0.72	2.12	0.55	0.555	13.06	5.56	0.084
EA_R , %										
гор. А2		–37	–47	–10	–12	–8	+46			
гор. В2		–20	–27	–7	–7	+7	+11			

* $EA_R = [(R_1 \cdot S_0 / R_0 \cdot S_1) - 1] \cdot 100$, где R_1 – концентрация оксида элемента в изучаемом горизонте; R_0 – концентрация оксида элемента в почвообразующей породе; S_1 – концентрация SiO_2 в изучаемом горизонте; S_0 – концентрация SiO_2 в почвообразующей породе.

Таблица 3. Содержание некоторых элементов в илстой фракции слабодерновой слабоподзолистой почвы, %

Горизонт	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	MgO	TiO ₂	Si/Al	Ti/Al
A1	64.00	14.70	10.95	1.60	2.44	1.52	1.110	8.70	0.096
A2	63.70	14.78	7.89	1.11	2.37	1.74	1.153	8.62	0.099
B1	64.06	17.00	7.62	1.23	2.26	2.46	0.783	7.53	0.059
B2	58.60	14.94	7.48	1.41	2.31	2.66	0.581	7.84	0.050
BC	58.31	15.56	7.85	1.56	2.26	2.63	0.571	7.49	0.047
<i>E_{A_R}, %</i>									
гор. A2		-13	-8	-35	-4	-39	+85		
гор. B1		0	-11	-28	-9	-15	+25		

понентом этой почвы. В качестве его предшественника выступает высокозарядный смектит бейделлитового типа. Наличие ректорита является проявлением процесса иллитизации и свидетельством его стадийности. Ректорит в этом случае представляет собой начальную стадию аградационной трансформации бейделлита. Последующее формирование *неупорядоченных* смешанослойных иллит-смектитов с различным соотношением фаз – широко распространенное явление в почвах равнинных территорий России [6, 7]. Такую последовательность в стадийном формировании смешанослойных минералов авторы объясняют энергетической выгодностью формирования упорядоченных структур [5, 12].

Вывод о том, что начальной стадией трансформации глинистых минералов в почвах являются именно упорядоченные (регулярные) структуры, которые далее через серию неупорядоченно-смешанослойных фаз трансформируются в новую индивидуальную фазу приводятся в работе Лисицы и Тихонова [11], где авторы пишут о трансформационных переходах в ряду биотит(флогопит)-вермикулит. Дриц и Сахаров [9] показали, что в ректоритовых звеньях со временем возрастает число повторений соседних слюдяных пакетов (до пяти), и этот мотив становится основным. Градусов [6] указывает, что как деградация, так и аградация глинистых минералов сопровождается образованием фаз упорядоченных форм смешанослойных образований.

Редкие находки почвенного ректорита и других аутигенных упорядоченных смешанослойных минералов, как правило, приурочены к подзолистым почвам. Среди факторов, способствующих формированию ректорита в изученной слабодерновой слабоподзолистой почве, следует назвать наличие высокозарядного бейделлита в качестве предшественника, источника К (слюды, полевые шпаты), источника Al и условий, обеспечивающих его подвижность (тип гумуса, условия кислотной реакции среды, промывной режим и др.). Их совокупность способствует необменной фиксации калия в межслоях смектита, сопряженной с замещением Si на Al в прилегающих тетраэдрических сетках. Необходимый ионный Al формиру-

ется в процессе растворения силикатов в агрессивной среде подзолистых горизонтов. Процесс формирования ректорита, по-видимому, облегчается в случае, если смектитовая фаза представлена высокозарядным бейделлитом, в котором заряд сосредоточен преимущественно в тетраэдрах. В почвах северных широт процесс высвобождения элементов, необходимых для построения подобных структур, характеризуется малыми скоростями. Постепенное высвобождение элементов и их низкие концентрации в почвенной системе также создают предпосылки для формирования *упорядоченных* структур [12, 21].

БЛАГОДАРНОСТЬ

Аналитические исследования выполнены в химико-аналитическом комплексе ИФХиБПП РАН (Пушчино). Авторы благодарны проф. Т.А. Соколовой за критические замечания и рекомендации, которые помогли интерпретации полученных результатов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № 0191-2019-0048).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Демкин В.А., Алексеева В.А., Соколовская З., Хайнос М., Калинин П.И. Физико-химические и минералогические признаки солонцового процесса в почвах нижнего Поволжья в позднем голоцене // Почвоведение. 2010. № 10. С. 1171–1189.
2. Градусов Б.П. Ректорит в почве // Доклады АН СССР. Сер. Геология. 1967. Т. 172. № 1. С. 181–183.
3. Градусов Б.П., Капитонов М.Д., Чижикова Н.П. Исследования лабильного компонента ректорита из Кули-Колона, насыщенного межслоевыми катионами // Записки Всесоюзного минералогического общества. Сер. II. Ч. 96. М.–Л., 1967. С. 728–732.
4. Градусов Б.П., Чижикова Н.П., Травникова Л.С. О природе межслоевых промежутков в ректорите

- из Дагестана // Доклады АН СССР. Сер. Геология. 1968. Т. 180. № 2. С. 446–448.
5. Градусов Б.П. Об изменении слоистых силикатов в кислых таежных почвах // Почвоведение. 1972. № 11. С. 101–113.
 6. Градусов Б.П. Размещение типов изменений смешанослойных образований в почвообразующих породах и почвах СССР // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 2. С. 78–86.
 7. Градусов Б.П. Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1976. 128 с.
 8. Градусов Б.П., Фрид А.С., Градусова О.Б. Эволюция подзолистых горизонтов суглинистых подзолистых и дерново-подзолистых почв по показателям ила и основных оксидов // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2005. № 57. С. 19–30.
 9. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
 10. Котельников Д.Д., Конюхов Д.Д. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.
 11. Лисица В.Д., Тихонов С.А. О трансформации биотита в дерново-подзолистых почвах // Почвоведение. 1969. № 11. С. 98–106.
 12. Муравьев В.И., Сахаров Б.А. Экспериментальное моделирование эпигенетической гидрослюдизации монтмориллонита // Эпигенез и его минеральные индикаторы. Тр. ГИН вып. 221. М.: Наука, 1971. С. 62–70.
 13. Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты) / Под ред. Франк-Каменецкого В.А. Л.: Недра, 1983. 359 с.
 14. Роде А.А. Избр. тр. Т. 2. Подзолообразовательный процесс. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 480 с.
 15. Соколова Т.А. Глинистые минералы в почвах гумидных областей СССР. Новосибирск: Наука, 1985. 250 с.
 16. Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпецкая И.И. Глинистые минералы в почвах. Тула: Граф и К., 2005. 336 с.
 17. Татьяначенко Т.В., Алексеева Т.В., Калинин П.И. Минералогический и химический составы разновозрастных подкурганых палеопочв южных Ергей и их палеоклиматическая интерпретация // Почвоведение. 2013. № 4. С. 379–392.
 18. Тонконогов В.Д. Глинисто-дифференцированные почвы Европейской России. М., 1999. 156 с.
 19. Убугунов В.Л., Хитров Н.Б., Чижикова Н.П., Убугунова В.И., Варламов Е.Б., Жамбалова Д.А., Четко Е.С. Свойства и минералогический состав темногумусовой квазиглеевой солончаковой солонцеватой крио-турбированной мерзлотной почвы Баргузинской котловины (Бурятия) // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2018. Вып. 92. С. 62–94.
 20. Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных Р-Т параметрах. Л.: Недра, 1983. 151 с.
 21. Шутков В.Д., Дриц В.А., Сахаров Б.А. Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюду при региональном эпигенезе // Эпигенез и его минеральные индикаторы. Тр. ГИН. Вып. 221. М.: Наука, 1971. С. 54–61.
 22. Brackett R.R., Williams J.F. Newtonite and rectorite – two new minerals of the kaolinite group // Am. J. Sci. 1891. V. 42. P. 11–21.
 23. MacEwan D.M.C., Ruiz-Amil A. Interstratified Clay Minerals // Ch. 8 in Soil Components. V. 2. Inorganic Components. Springer-Heidelberg, 1975. P. 265–334.
 24. Matsuda T., Henmi K. Synthesis and properties of regularly interstratified 25 Å minerals // Clay Sci. 1983. № 6. P. 51–66.
 25. Matsuda T., Kurosaki M. Ca-bearing rectorite – type mineral from Roseki deposits, Japan // Okoyama University Earth Sci. Rep. 1996. № 3. P. 47–56.
 26. Wilson M.J. Sheet silicates. Clay minerals. Second edition. Rock-forming minerals. V. 3C. The Geological Society. London, 2013. 722 p.

Rectorite: An Autogenetic Component of Podzolic Soil

T. V. Alekseeva^{1,*} and A. O. Alekseev¹

¹Institute Physical Chemical and Biological Problems of Soil Science, RAS, Pushchino, Moscow region, 142290 Russia

*e-mail: alekseeva@issp.serpukhov.su

Rectorite (allevardite) is a regularly interstratified mica-smectite, in which each mica (A) layer is “sandwiched” between smectite (B) layers creating ABABAB sequence with 50% contribution of each layer. Like other regularly interstratified minerals, rectorite is rare in nature. In this paper, data on the chemical properties and mineralogy of a soddy slightly podzolic soil (Umbric Albeluvisol) from the Komi Republic are analyzed. Mineralogical composition of fractions <2, 2–05, and <0.5 μm was studied by XRD. Clay fraction of the parent material is enriched in high-charged smectite, beidellite. Besides, it contains mica, vermiculite, kaolinite, chlorite, and fine quartz. Mineral transformations visibly affect the upper 20 cm of the soil profile with a decreased proportion of smectite and an increased proportion of fine quartz. Additionally, clay fraction contains rectorite. Rectorite is detected by the presence of (001) reflection at 24.54 Å *d*-spacing equal to the sum of *d*₍₀₀₁₎ of A and B components and (002) reflection at 12.27 Å for Ca-saturated air-dry samples. Ethylene glycol solvation leads to (001) shift to 26.77 Å; heating at 550°C for 2 h shifts it to 10 Å. The content of rectorite is slightly increased in the eluvial (A2) horizon. It is supposed that the discovered mineral is an autogenetic component of the studied podzolic soil, which forms during the early stage of transformation of beidellite into illite and can be considered a transitional transformation product.

Keywords: regularly stratified mineral, mica-smectite, mineral composition, chemical composition, podsolization