

## ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА СТАГНИКОВЫХ ЧЕРНОЗЕМОВ

**В.Е. АЛЕКСЕЕВ, В.В. ЧЕРБАРЬ, А.Н. БУРГЕЛЯ, Е.Б. ВАРЛАМОВ**  
**ИНСТИТУТ ПОЧВОВЕДЕНИЯ, АГРОХИМИИ И ОХРАНЫ ПОЧВ ИМ. Н.А. ДИМО, Г. КИШИНЕВ,**  
**МОЛДОВА**

### ВВЕДЕНИЕ

На платообразных водоразделах левобережья среднего течения р. Реута выявлены фрагментарные ареалы своеобразных почв, получивших название черноземов стагниковых [15,16]. Сформировались они на глинах плиоценного возраста. в сухой летний период стагниковые черноземы характеризуются глубокими трещинами. в нижней части профиля отмечается застойное увлажнение водами атмосферного происхождения. Отличительной особенностью этих почв является мощный гумусовый горизонт с языками гумусовых затеков и наличие под гумусовым слоем сильно окисленного глеевого горизонта, образованного без участия грунтовых вод. по морфологии, физическим, химическим и физико-химическим свойствам стагниковые черноземы резко отличаются от окружающих их зональных черноземов. В этой связи существенный научный интерес представляет изучение минералогического состава описанных черноземов, что позволяет глубже понять природу этих специфических почв.

### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для минералогических исследований взяты два разреза стагниковых черноземов, 1s и 4s. Заложены они на платообразных водоразделах близ соответственно сел Тыршицей и Киштельница Теленештского района (северная часть Молдовы) на абсолютных отметках 290 и 265 м. Полученные результаты сопоставлены с соответствующими показателями минералогического состава окружающих зональных черноземов, что позволило рельефнее наблюдать отличия стагниковых черноземов.

Первичные минералы изучены во фракции >1мкм, глинистые - во фракции <1 мкм. Фракционное разделение образцов проведено по методике [6]. Органическое вещество и карбонаты перед фракционированием образцов удаляли. Состав первичных и глинистых минералов изучен методом рентгеновской дифрактометрии. Качественный состав первичных и глинистых минералов установлен по известным рекомендациям [12,13]. Количественный анализ проведен по методикам [2,7]. Повторность определения 4-кратная (два образца по две съемки). Коэффициент вариации результатов анализа, установленный по стандартным калибровочным смесям минералов, в зависимости от содержания минералов в смеси характеризуется следующими параметрами: кварц – 2,9-3,3; полевые шпаты – 3,8-8,9; слюды – 5-20; хлорит – 15-26; группа смектита – 2,5-3,0; иллит – 2,2-2,6; хлорит (ил) – 12-25; каолинит (ил) – 15-25. Все расчеты произведены на минеральную и бескарбонатную части фракции и почвы. Обоснование и методика расчета баланса минералов по профилю почв даны в [1,4].

Оценка распределения минералов по профилю почв и влияния на них процессов педогенеза проведена с помощью 8 показателей (K1, K2, K3, K4, ПИИС, ПНИС, ПИКС, ПНКС). В основе показателей лежат соотношения содержания по профилю между устойчивыми к выветриванию кварцем и диоктаэдрическим иллитом, с одной стороны, и менее устойчивыми группами минералов, с другой [1,3,5]. Первые 4 показателя характеризуют состояние первичных минералов, другие 4 – глинистых. Их содержание приведено ниже.

*Отношения K1, K2, K3* характеризуют степень выветривания полевых шпатов (суммарно плагиоклазов и калиевых шпатов, K1), слоистых силикатов (суммарно слюд, хлорита и каолинита, K2), тех и других вместе (K3). Рассчитываются как отношения содержания кварца к содержанию указанных групп минералов в каждом горизонте, деленные на такое же отношение в породе. При допущении однородности породы величина показателя более 1 свидетельствует о разрушении соответствующей группы минералов.

*K4* представляет собой отношение содержания кварца к содержанию безгумусного бескарбонатного ила (фракции <1 мкм) по профилю, деленное на такое же отношение в породе. При определенных условиях указывает на наличие или отсутствие в почве процесса оглинивания и других

[3].

В диагностике процессов выветривания показатели K1-K4 зависимы от проявлений неоднородности почвообразующей породы, на что сами и указывают.

Показатель интенсивности выветривания, иллит-сметитовый (пиис) оценивает интенсивность преобразований фракции <1 мкм по горизонтам почвы в аспекте изменения соотношения иллит/сметит. представляет собой отношение содержания устойчивого диоктаэдрического иллита (образованного по мусковиту) к содержанию неустойчивого смектита в указанной фракции, умноженное на 10 с целью получения целого числа. среди иллитов возможна примесь три-иллита.

Показатель напряженности выветривания, иллит-сметитовый (пнис) характеризует одной цифрой напряженность минеральных преобразований по всему профилю и представляет разницу в пиис (см. выше) между верхним горизонтом и породой.

Показатель интенсивности выветривания, кварцево-сметитовый (пикс) представляет собой отношение содержания кварца во фракции >1 мкм к содержанию смектита во фракции <1 мкм в каждом горизонте, умноженное на 10 для получения целого числа. относится к особо чувствительным показателям изменений минеральной части сравниваемых почв одной гранулометрической разновидности.

Показатель напряженности выветривания, кварцево-сметитовый (пнкс) характеризует одной цифрой напряженность минеральных преобразований по всему профилю и представляет разницу в пикс (см. выше) между верхним горизонтом и породой.

Последние четыре показателя практически независимы от неоднородности почвообразующей породы.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты исследования рассмотрены в последовательности, начиная с гранулометрического состава сравниваемых почв, от которого во многом зависит их минералогия. Отдельно показаны особенности состава первичных и особенности состава глинистых минералов. Анализ завершен характеристикой распределения указанных групп минералов по почвенному профилю с помощью упомянутых выше интегральных показателей, что в совокупности позволило предметно судить о специфике свойств и происхождении стагниковых черноземов в сравнении с классическими зональными черноземами и сделать соответствующие выводы.

Стагниковые черноземы обращают на себя внимание тяжелым глинистым составом. В наименее глинистом из изученных черноземов (р.4s) содержание фракции < 1 мкм составило более 50% . В другом (р.1s) оно достигает 70% и более. В окружающих выщелоченных зональных черноземах этот показатель находится на уровне 30-40% (табл. 5,6). Содержание фракции < 1 мкм в стагниковых черноземах с глубиной увеличивается, в выщелоченных зональных в данном случае отмечается та же картина. Следует заметить, что в стагниковых черноземах содержание этой фракции и фракции > 1 мкм по профилю испытывает более выраженные колебания, чем в зональных черноземах, что может рассматриваться как первый признак повышенной неоднородности их почвообразующей породы.

ТАБЛИЦА 1

**Первичные минералы в черноземах стагниковых глинистых (%)**

Горизонт	Глубина см	Фракция >1мкм						Почва					
		Кварц	Плагиоклазы	Калишпаты	Слюды	Хлорит	Каолинит	Кварц	Плагиоклазы	Калишпаты	Слюды	Хлорит	Каолинит
Разрез 1s, Тыршицей, платообразный водораздел, абс. выс. 290 м													
Ahp	0-32	49.7	7.5	7.9	22.2	4.6	8.0	17.4	2.6	2.8	7.8	1.6	2.8
Ah	32-45	43.7	7.4	8.0	25.2	5.8	9.9	14.9	2.5	2.7	8.6	2.0	3.4
Ah	45-55	42.4	7.6	9.0	25.1	6.8	9.2	14.0	2.5	3.0	8.3	2.3	3.0
B1hk	55-70	45.1	7.5	8.5	23.3	6.9	8.8	14.9	2.5	2.8	7.7	2.3	2.9
B1hk	70-80	40.2	7.9	8.9	26.5	7.7	8.8	13.9	2.7	3.1	9.2	2.7	3.1
B2Ghk	80-105	41.7	6.8	7.6	30.4	5.3	8.2	12.5	2.0	2.3	9.1	1.6	2.5
Gk	105-130	52.2	5.6	7.2	26.1	2.9	6.0	14.8	1.6	2.1	7.4	0.8	1.7
Cgk1	130-150	50.2	5.2	6.6	29.3	2.6	6.1	12.9	1.3	1.7	7.5	0.7	1.6
Разрез 4s, Киштельница, платообразный водораздел, абс. выс. 265 м													
Ahp	0-35	57.4	10.4	8.6	15.6	3.3	4.8	27.7	5.0	4.1	7.5	1.6	2.3
Ah	35-65	58.7	10.8	7.5	14.2	3.7	5.1	27.1	5.0	3.5	6.6	1.7	2.4

ABh	80-100	63.4	10.6	8.8	12.7	2.0	2.5	27.7	4.6	3.9	5.6	0.9	1.1
ABh	100-125	64.3	10.5	9.1	11.3	1.6	3.2	26.6	4.3	3.8	4.7	0.7	1.3
Bhk	125-150	62.5	11.5	9.0	11.7	2.4	3.0	28.5	5.2	4.1	5.3	1.1	1.4
Gk	150-170	56.0	8.5	7.9	18.2	3.7	5.8	18.1	2.8	2.5	5.9	1.2	1.9
Cgk	170-200	52.2	9.0	8.1	19.1	4.3	7.3	21.3	3.7	3.3	7.8	1.8	3.0
CRgk	200-230	47.4	12.5	7.8	19.1	5.2	7.9	26.8	7.1	4.4	10.8	3.0	4.5

ТАБЛИЦА 2

## Первичные минералы в черноземах выщелоченных зональных (%)

Горизонт	Глубина см	Фракция >1мкм						Почва					
		Кварц	Плагио-клазы	Кали-шпаты	Слюда	Хлорит	Каолинит	Кварц	Плагио-клазы	Кали-шпаты	Слюда	Хлорит	Каолинит
Разрез 72, Единцы, плато, абс. выс. 254 м													
Ap	0-26	68,0	12,1	10,3	7,5	0,8	1,5	44,3	7,8	6,7	4,9	0,5	0,9
A	37-50	67,4	12,4	10,2	7,7	1,0	1,3	41,9	7,7	6,4	4,8	0,6	0,8
B1	57-74	66,0	11,9	10,4	8,2	1,3	2,2	40,7	7,4	6,4	5,0	0,8	1,4
B2	90-100	65,5	11,7	9,7	9,2	1,6	2,4	40,9	7,3	6,0	5,7	1,0	1,5
Ck	170-180	64,1	11,5	9,9	9,2	2,3	3,1	39,6	7,1	6,1	5,6	1,4	1,9
Разрез 75, Фетешты, плато, абс. выс. 227 м													
Ap	0-37	65,8	12,2	11,3	8,1	1,0	1,6	43,7	8,1	7,5	5,4	0,6	1,1
A	37-53	65,2	13,2	11,1	7,5	1,3	1,6	42,4	8,6	7,2	4,9	0,9	1,0
B1	60-72	62,1	12,3	11,2	9,5	2,0	2,9	40,7	8,1	7,3	6,2	1,3	1,9
B2	80-92	60,8	13,7	10,9	9,5	2,0	3,0	41,1	9,3	7,4	6,4	1,4	2,0
Ck	170-180	52,0	12,3	9,5	16,3	3,8	6,1	35,7	8,5	6,5	11,2	2,6	4,2

Содержание первичных минералов в почве определяется содержанием фракции > 1 мкм. Поскольку стагниковые черноземы являются высокоглинистыми почвами, содержание в них первичных минералов существенно ниже, чем в зональных черноземах. Представление о количественном соотношении первичных минералов в стагниковых и зональных черноземах дают таблицы 1, 2. Из них видно, что стагниковые черноземы в 1,5-2 раза меньше содержат каркасных минералов (кварца и полевых шпатов) и примерно вдвое больше – слоистых силикатов. Первичные минералы в стагниковых черноземах по большей части составляют менее 50% веса почвы, но их количество нередко снижается до величины менее 35% (p.1s).

Фракция > 1 мкм в стагниковых черноземах, как и в зональных, представлена кварцем (13-28% в пересчете на почву), плагиоклазами (1-7), калиевыми полевыми шпатами (2-4), слюдами (5-10), хлоритом (1-3) и глинистым минералом каолинитом (1-4%, табл. 1). Распределение первичных минералов по профилю стагниковых черноземов, особенно кварца, менее закономерно, чем в зональных черноземах (содержание кварца в них последовательно увеличивается вверх по профилю), что может также указывать на неоднородность почвообразующей породы. Это особенно заметно в разрезе 4s.

Глинистые минералы стагниковых черноземов представлены той же ассоциацией, что и в зональных черноземах. Она включает смектит (30-50%), иллит (9-30), хлорит (2-5) и каолинит (0,2-5%). Количественное соотношение глинистых минералов в стагниковых и зональных выщелоченных черноземах можно наблюдать по данным таблиц 3 и 4.

Надо заметить, что исследованиями 70-х годов прошлого века состав глинистых отложений, послуживших почвообразующими породами для стагниковых черноземов, определен геологами как хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистый [10]. По современной терминологии он может быть назван как хлорит-смектит-иллитовый, что подтверждается нашими анализами. Однако исследования того времени не смогли выявить присутствие в этих породах также от 0,2 до 5% каолинита.

Из характерных особенностей состава глинистых минералов стагниковых черноземов в сравнении с зональными черноземами следует отметить две главные: первая, что содержание в них смектита и иллита в пересчете на почву выше в 1,5-2 раза; вторая – распределение этих двух основных минералов по профилю не подчиняется той обычной закономерности, которая постоянно присутствует в зональных черноземах и заключается в однонаправленном с глубиной увеличении содержания смектита и уменьшении содержания иллита (табл. 4). Отклонения от этой закономерности в стагниковых черноземах связаны с теми же проявлениями неоднородности породы, особенно выраженными в разрезе 4s (табл. 3). В этом разрезе по составу глинистых минералов особо

выделяются два близлежащих горизонта Gk и Cgk, в которых содержание смектита резко возрастает с 36% в предыдущем горизонте Bhk до 45-53% и снижается содержание иллита до 10, а каолинита до 0,2-0,9%. Эти цифры указывают на наличие другой породы. Здесь к объяснению увеличения содержания смектита нельзя привлечь процесс оглеения, т.к. в этом случае должен был бы разрушиться хлорит и сохраниться каолинит, как совершенно по разному реагирующие на процесс выветривания в восстановительных условиях. Однако наблюдается нечто обратное, что указывает на свойство самой породы. К этому можно добавить, что первичные минералы гор.Gk, как показали балансовые расчеты (если принять исходную однородность материала горизонтов Cgk и Gk [1,4]), потеряли около 3 кг/100кг от количества первичных минералов исходной породы, а прибавка глинистых минералов в этом горизонте составила более 20 кг/100 породы. Если исходить из концепции внутрипочвенного оглинивания, полученные цифры выглядят абсурдными, что также свидетельствует в пользу инородности глинистого горизонта Gk.

ТАБЛИЦА 3

**Глинистые минералы в черноземах стагниковых глинистых (%)**

Горизонт	Глубина, см	Фракция <1 мкм, %	Фракция <1мкм				Почва			
			Смектит	Иллит	Хлорит	Каолинит	Смектит	Иллит	Хлорит	Каолинит
Разрез 1s, Тыршицей, платообразный водораздел, абс. выс. 290 м										
Ahp	0-32	65,0	50,5	35,8	6,4	7,3	32,9	23,3	4,1	4,8
Ah	32-45	65,8	51,8	33,8	8,4	6,0	34,0	22,2	5,5	3,9
Ah	45-55	66,9	53,2	32,4	7,4	7,1	35,6	21,7	4,9	4,8
B1hk	55-70	66,9	53,0	31,8	7,7	7,4	35,5	21,3	5,2	5,0
B1hk	70-80	65,3	52,7	32,5	8,1	6,7	34,4	21,2	5,3	4,4
B2Ghk	80-105	70,1	48,9	38,1	5,9	7,1	34,3	26,7	4,2	5,0
Gk	105-130	71,6	49,4	40,8	4,7	5,0	35,4	29,3	3,4	3,6
Cgk1	130-150	74,3	52,5	38,3	3,8	5,4	39,0	28,4	2,9	4,0
Разрез 4s, Киштельница, платообразный водораздел, абс. выс. 265 м										
Ahp	0-35	51,8	58,7	30,0	7,1	4,2	30,4	15,5	3,7	2,2
Ah	35-65	53,8	61,2	27,4	6,1	5,3	32,9	14,7	3,3	2,9
ABh	80-100	56,3	67,2	23,8	4,2	4,8	37,9	13,4	2,4	2,7
ABh	100-125	58,7	65,3	26,4	5,9	2,4	38,3	15,5	3,4	1,4
Bhk	125-150	54,4	66,0	24,1	5,7	4,3	35,9	13,1	3,1	2,3
Gk	150-170	67,7	76,9	17,2	4,5	1,4	52,1	11,7	3,1	0,9
Cgk	170-200	59,2	76,3	17,8	5,7	0,3	45,1	10,5	3,3	0,2
CRgk	200-230	43,5	69,9	20,1	7,1	3,0	30,4	8,7	3,1	1,3

ТАБЛИЦА 4

**Глинистые минералы в черноземах выщелоченных зональных (%)**

Горизонт	Глубина, см	Фракция <1мкм				Почва			
		Смектит	Иллит	Хлорит	Каолинит	Смектит	Иллит	Хлорит	Каолинит
Разрез 72, Единцы, плато, абс. выс. 254 м									
Ap	0-26	42,1	40,3	4,9	12,7	14,7	14,1	1,7	4,4
A	37-50	46,7	34,9	5,2	13,2	17,7	13,2	2,0	5,0
B1	57-74	50,1	32,2	5,6	12,1	19,2	12,3	2,1	4,6
B2	90-100	54,2	28,8	6,0	10,9	20,4	10,8	2,3	4,1
Ck	170-180	66,6	17,7	7,3	8,4	25,5	6,8	2,8	3,2
Разрез 75, Фетешты, плато, абс. выс. 227 м									
Ap	0-37	48,0	33,7	6,5	11,8	16,2	11,3	2,2	4,0
A	37-53	48,4	33,1	6,4	12,1	16,9	11,6	2,2	4,2
B1	60-72	51,2	29,6	6,8	12,5	17,6	10,2	2,3	4,3
B2	80-92	54,6	25,6	6,8	13,0	17,6	8,3	2,2	4,2
Ck	170-180	58,2	21,7	6,8	13,3	18,3	6,8	2,1	4,2

Более полную информацию о минералогическом состоянии почв позволяют получить упомянутые в методической части интегральные контрольные показатели. Остановимся на этом подробнее, анализируя показатели по стагниковым черноземам в сопоставлении с таковыми по зональным черноземам (табл. 5,6).

Данные по K1-K4, контролирующие состояние первичных минералов, по разрезу 1s стагникового чернозема свидетельствуют о том, что его профиль подразделяется по крайней мере на четыре части (табл. 5). Первая распространяется до глубины 55 см включительно и содержит признаки нормального профиля выветривания, поскольку все значения с глубиной закономерно уменьшаются, указывая на относительное накопление кварца в связи с разрушением других менее стойких минералов. Значения K1 менее 1 и отрицательные величины ПНИС и ПНКС в этом слое почвы указывают на то, что гор. Сgк, определенный как почвообразующая порода, не является таковой. Это иной инородный слой. Хаотичность значений контрольных показателей и наличие среди них отрицательных величин и величин менее 1, относящихся к интервалу глубин 55-130 см, свидетельствуют о том, что в этой части профиля присутствуют по меньшей мере еще два разнородных слоя. Таким образом, профиль чернозема в разрезе 1s включает не менее четырех слоев разнородной породы, что отражает сложную историю образования этой почвы в условиях частой смены обстановок осадкообразования.

Стагниковый чернозем, представленный разрезом 4s, менее тяжелый по гранулометрическому составу, хотя содержание минерального ила (фракции <1мкм) превышает 50% (табл.3). Все интегральные показатели состояния его минеральной части рассчитаны по отношению к гор. Сgк, глубже которого находится известковый рудяк коренной породы, обозначенный как CRgк. Показатели для горизонта CRgк рассчитаны также по отношению к гор. Сgк. На основании полученных данных можно заключить, что почвообразующая порода этого чернозема изначально неоднородна, но изменения ее минералогии с глубиной носят более постепенный характер, чем в разрезе 1s. Так, K1-K3 вниз по профилю до глубины 100-125 см включительно возрастают, что объясняется увеличением содержания кварца по отношению к полевым шпатам и слоистым силикатам. В нормальном профиле выветривания зональных черноземов такое наблюдается в ином направлении – от породы к верхним почвенным горизонтам (табл. 6). До этой же глубины снижаются значения K4, что является следствием относительного (к кварцу) увеличения содержания глинистой фракции. Совокупность этих показателей можно интерпретировать как наличие в толще 0-125 см внутрипочвенного оглинивания на фоне инородного слоя породы [3].

Данные по глинистым минералам разреза 4s свидетельствуют о том, что вглубь по профилю до 100 см соотношение в содержании между иллитом и смектитом, кварцем и смектитом, как и в зональных черноземах, изменяется в пользу смектита (табл. 5). но на глубине 100-125 см содержание иллита снова возрастает и потом опять начинает снижаться до глубины 170 см включительно как следствие проявления скрытой слоистости породы. глеевый гор. gк является частью этого нового слоя. горизонты сgк и сrgк представляют два других по минералогии горизонта. таким образом, в разрезе 4s, как и в разрезе 1s стагниковых черноземов, прослеживаются до 4-х разнородных слоя исходной породы. различия заключаются в том, что в разрезе 4s смена слоев породы происходит более постепенно, чем в разрезе 1s.

Разница в характере распределения минералов по профилю в зональных и стагниковых черноземах отчетливо видна по тем же показателям табл. 5 и 6. у зональных черноземов эти показатели как по первичным минералам (к1-к3), так и глинистым (пиис, пнис, пикс, пнкс) изменяются по профилю однонаправленно и, как правило, с глубиной уменьшаются (табл. 6). По этой причине, например, пнис и пнкс можно выразить одной цифрой для всего профиля или максимальной разницей между верхним горизонтом и породой. в стагниковых черноземах из-за нарушения однонаправленной последовательности изменений промежуточных показателей по профилю этого сделать нельзя.

Таблица 5

**Содержание ила и интегральные показатели минералогического состояния черноземов стагниковых глинистых**

Горизонт	Глубина, см	Ил, %	K1	K2	K3	K4	ПИИС	ПНИС	ПИКС	ПНКС
Разрез 1s, Тыршицей, платообразный водораздел, абс. выс. 290 м										
Ahp	0-32	65,0	0,76	1,08	0,98	1,54	7,08	-0,21	9,84	0,28
Ah	32-45	65,8	0,67	0,81	0,77	1,31	6,54	-0,75	8,44	-1,12
Ah	45-55	66,9	0,60	0,78	0,73	1,21	6,09	-1,20	7,97	-1,59
B1hk	55-70	66,9	0,67	0,88	0,81	1,28	6,00	-1,29	8,50	-1,06
B1hk	70-80	65,3	0,56	0,71	0,67	1,23	6,17	-1,12	7,62	-1,94

B2Ghk	80-105	70,1	0,68	0,72	0,71	1,02	7,80	0,51	8,54	-1,02
Gk	105-130	71,6	0,95	1,13	1,08	1,19	8,27	0,98	10,57	1,01
Cgk1	130-150	74,3	1,00	1,00	1,00	1,00	7,29	0,00	9,56	0,00
Разрез 4s, Киштельница, платообразный водораздел, абс. выс. 265 м										
Ahp	0-35	51,8	0,99	1,43	1,24	1,48	5,12	2,78	9,79	2,95
Ah	35-65	53,8	1,05	1,51	1,31	1,40	4,48	2,15	9,60	2,76
ABh	80-100	56,3	1,07	2,17	1,59	1,37	3,54	1,21	9,43	2,59
ABh	100-125	58,7	1,07	2,35	1,65	1,26	4,04	1,71	9,84	3,00
Bhk	125-150	54,4	1,00	2,16	1,52	1,45	3,65	1,32	9,47	2,62
Gk	150-170	67,7	1,12	1,19	1,16	0,74	2,24	-0,09	7,28	0,44
Cgk	170-200	59,2	1,00	1,00	1,00	1,00	2,33	0,00	6,84	0,00
CRgk	200-230	43,5	0,76	0,86	0,83	1,71	2,87	0,53	6,78	-0,06

ТАБЛИЦА 6

**Содержание ила и интегральные показатели минералогического состояния черноземов выщелоченных зональных**

Разрез	Глубина, см	Ил, %	K1	K2	K3	K4	ПИИС	ПНИС	ПИКС	ПНКС
72	0-26	34,9	1,02	1,59	1,19	1,16	9,6	6,9	16,1	6,5
	37-50	37,9	1,00	1,52	1,16	1,01	7,5		14,4	
	57-74	38,3	0,99	1,28	1,09	0,98	6,4		13,2	
	90-100	37,6	1,02	1,13	1,06	0,99	5,3		12,1	
	170-180	37,0	1,00	1,00	1,00	1,00	2,7		9,6	
85	0-22	32,3	1,13	1,71	1,41	1,49	9,2	5,0	12,7	4,7
	32-40	36,8	1,05	1,72	1,35	1,20	8,8		12,3	
	50-60	34,8	1,04	1,46	1,25	1,26	8,1		11,4	
	80-88	36,6	1,02	1,29	1,16	1,12	6,7		10,2	
	170-180	37,6	1,00	1,00	1,00	1,00	4,1		8,0	

«Правильный» характер изменений показателей в зональных черноземах является следствием формирования нормальных профилей выветривания минералов в почвах, образующихся на достаточно однородных лессовидных породах, что вообще характерно для обычных черноземов. в стагниковых черноземах такая регулярность профильной динамики показателей состояния минералогического состава отсутствует из-за проявлений скрытой или явной слоистости породы. в этой связи в таких почвах сложнее оценивать масштаб изменений их минеральной части под влиянием почвообразования, т.к. практически отсутствует точка отсчета – неизменная материнская порода.

В отношении разреза 4s было высказано предположение о наличии в его профиле как бы двух почв – современной (до глубины 65см) и погребенной (на глубине от 65см до 125см), что подтверждается некоторыми различиями в аналитических данных [15]. Со стороны минералогии различия между этими двумя слоями почв имеются, но они, как было показано выше, обусловлены постепенными изменениями с глубиной. В минералогическом отношении верхний 65-см слой разреза 4s не может принадлежать современной почве, подобной окружающим зональным черноземам, поскольку он примерно в 1,5 раза меньше содержит кварца и полевых шпатов, во столько же раз больше слюд, других слоистых тектосиликатов и глинистых минералов. В этом слое вдвое больше смектита и в полтора раза больше иллита. Различия настолько существенны, что следует говорить о принципиально ином генезисе этого слоя породы, чем лессовидные породы зональных черноземов. Другое дело, что гумус этого слоя, в силу высокой изменчивости в сравнении с минералогией, мог приобрести качественное состояние, аналогичное состоянию гумуса окружающих современных черноземов.

По ряду признаков и, прежде всего высокому содержанию смектита и, особенно, иллита почвообразующие породы стагниковых черноземов очень похожи на породы современных аллювиальных слитых почв [14]. В отличие от этих почв современной поймы больших рек (Днестр, Прут) стагниковые черноземы фрагментарно размещаются в северной части Молдовы на самых

высоких отметках платообразных плато, представляющих собой остатки позднеплиоценовой поверхности выравнивания [8,9,10,11]. Общим для современных аллювиальных слитых почв и стагниковых черноземов является то, что последние также сформировались на породах слоистой природы, озерно-аллювиальных отложениях, но отложения древнего происхождения. Возраст этих пород, а, соответственно, и почв измеряется временем более одного миллиона лет. В связи с тектоническим поднятием территории в плейстоцене они заняли свойственные им сегодня абсолютные отметки, превышающие 250м.

Следует также отметить, что по морфологии, физическим свойствам и минералогическому составу к стагниковым черноземам близки черноземы слитые, тоже нередко приуроченные к древним поверхностям водоразделов преимущественно южной половины Молдовы. Особенность слитых черноземов в том, что они привязаны к выходам бентонитоподобных пород, характеризуются исключительно высоким содержанием смектита, но от стагниковых черноземов отличаются пониженным содержанием иллита.

За прошедшее время более миллиона лет территория, на которой размещены стагниковые черноземы, находилась за пределами непосредственного воздействия оледенений четвертичного периода. Благодаря чему данная группа почв смогла сохраниться. Но за огромное время их существования не раз менялись климат и условия почвообразования. Поэтому следует иметь в виду, что почвы, получившие название стагниковых черноземов, не всегда были черноземами. На этом основании их следует рассматривать как почвы полигенетичные.

С учетом полигенетичности стагниковых черноземов и исключительно большого возраста если не самих почв как черноземов, то унаследованных от древних стадий почвообразования их минералогических профилей, большой интерес представляют те изменения в минералогии этих специфических почвенных образований, которые должны были произойти за время, измеряемое не менее, чем в миллион лет. На земной поверхности такого рода почв найдется совсем немного. Этот интерес связан с тем, что стагниковые черноземы являются уникальным объектом для изучения изменчивости почвенных минералов во времени и в определенных условиях среды, масштаба изменений, сохранности реликтовых признаков. Сложности подобного рода исследований обусловлены неоднородностью почвообразующих пород этих почв, затрудняющих, а, возможно, исключающих использование метода баланса масс, кроме тех случаев, когда этот метод можно применить именно для доказательства неоднородности породы. В этой статье данный вопрос не рассматривается, но отметить его важность считаем необходимым.

## ВЫВОДЫ

Минералогические исследования стагниковых черноземов выявили ряд их особенностей в сравнении с современными зональными черноземами и общие черты с некоторыми другими почвами. Эти особенности распространяются на первичные и глинистые минералы, а также характер распределения их по почвенному профилю.

Характерной особенностью минералогического состава стагниковых черноземов, обусловившей многие их специфические свойства, является высокое содержание (50-70%) глинистых минералов и, в связи с этим, низкое содержание первичных минералов. Номенклатурный состав минералов при данном уровне исследования следует считать тем же, что и в зональных черноземах.

Другая отличительная особенность стагниковых черноземов в сравнении с зональными заключается, наряду с более высоким содержанием смектита и иллита, в смещении соотношения между этими минералами в пользу иллита, что обнаруживает сродство этих древних почв с современными аллювиальными слитыми почвами. По признаку исключительно высокого содержания смектита стагниковые черноземы близки к слитым черноземам.

Стагниковые черноземы от зональных, помимо выше названного, отличает отсутствие однонаправленности профильных изменений диагностических показателей состояния минеральной части, свидетельствующей о наличии более или менее явной или скрытой неоднородности почвообразующей породы. В изученных разрезах выявлено до 4-х неоднородных слоев, что указывает на непростую историю образования этих почв в условиях неоднократной смены обстановок озерно-аллювиального осадкообразования позднего плиоцена.

В силу пережитой длительной истории, многократных изменений климатических условий и условий почвообразования на протяжении всего четвертичного периода стагниковые черноземы содержат реликты прошлых эпох, требующие изучения, и рассматриваются как почвы полигенетичного ряда.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев, В.Е. Минералогия почвообразования в степной и лесостепной зонах Молдовы: диагностика, параметры, факторы, процессы / В.Е. Алексеев. – Кишинев, 1999. – 241с.
2. Алексеев, В.Е. Способ количественного определения первичных минералов в почвах и породах методом рентгеновской дифрактометрии / В.Е. Алексеев // Почвоведение. – 1994. – N1. – С.104-109.
3. Алексеев, В.Е. Минералогический анализ в диагностике оподзоливания, лессиважа и оглинивания / В.Е. Алексеев // Почвоведение. – 1983. – N10. – С. 12-18.
4. Алексеев, В. Е. Происхождение и возраст минералогических профилей черноземов Молдавии / В. Е. Алексеев, А. Н. Бургеля, Е. Б. Варламов // Почвоведение. – 2008. – N 4. – С. 454-466.
5. Алексеев, В.Е. Педогенная трансформация минералогического состава четвертичного суглинки на Юге Молдовы / В. Е. Алексеев, А. Н. Бургеля, Е. Б. Варламов // Buletinul Institutului de geologie și seismologie al AȘM. – 2006. – N2. – P. 74-81.
6. Алексеев, В.Е. Методика супердисперсного фракционирования почв и пород при их минералогическом анализе / В.Е. Алексеев, К.Г. Арапу, А.Н. Бургеля // Почвоведение. – 1996. – N7. – С.873-878.
7. Глинистые минералы в лесных почвах Молдавии / В.Е. Алексеев[и др.] // Генезис и рациональн. использов. почв Молдавии. – Кишинев: Штиинца, 1977. – С. 23-41.
8. Атлас Молдавской ССР. – М., 1978. 131 с.
9. Билинкис, Г.М. Геодинамика крайнего юго-запада Восточно-Европейской платформы в эпоху морфогенеза / Г.М. Билинкис. – Кишинев: «Бизнес-элита», «Lextoria», 2004. – 184 с.
10. Геоморфология Молдавии. – Кишинев: Штиинца, 1978. – 188 с.
11. Покатилов, В.П. Геолого-литологические структурно-геологические факторы, определяющие инженерно-геологические условия Северной Молдавии / В.П. Покатилов // Геология четвертичных отложений Молдавии – Кишинев: Штиинца, 1983. – С. 89-100.
12. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов / Г. Браун; под ред. Г. Брауна. – М.: Мир, 1965. – 599 с.
13. Рентгенография основных типов породообразующих минералов / С.А. Волкова [и др.]; под ред. В.С Власова. – Л.: Недра, 1983. – 359 с.
14. Слитые почвы Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1990. 168с.
15. Чербарь, В. В. Черноземы стагниковые – результат сочетания современного и реликтового процессов почвообразования / В. В. Чербарь // Почвоведение и агрохимия. – Минск, 2007. – С. 37-46.
16. Cerbari, V. Sistemul de clasificare și bonitare a solurilor Republicii Moldova pentru elaborarea studiilor pedologice / V. Cerbari. – Chișinău: Pontos, 2001. – 103 p.

## FEATURES OF MINERALOGICAL COMPOSITION OF STAGNIC CHERNOZEMS

V.E. Alexeyev, V.V. Cherbar', A.N. Burghelya, E.B. Varlamov

On fragments of the pliocene planation surface of the northern part of Moldova there formed specific soils called stagnic chernozems. In comparison with zonal chernozems, stagnic chernozems are characterized by hidden lamination of rock-forming solid, high content of clay minerals (among them – smectite and illite). Quantitative ratio of the latter minerals disclose affinity with modern alluvial compact soils, as well as with compact chernozems. Stagnic chernozems are considered as polygenetic soils.

Поступила 19 марта 2009 г.