АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР
ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА ИМЕНИ В. В. ДОКУЧАЕВА
ACADEMY OF SCIENCES OF USSR
TRANSACTIONS OF THE DOCUCHAIEV SOIL INSTITUTE

ТОМ XXV

2191

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА — 1947 — ЛЕНИНГРАД

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
Директор Почвенного института им. В. В. Докучаева
академик Л. И. ПРАСОЛОВ

32088
Библиотека Киргизского
Филиал СССР

ПРЕДИСЛОВИЕ

Результаты исследований по проблеме генезиса и географии почв, составляющие настоящий XXV том трудов Почвенного института, охватывают многие основные крупные вопросы почвоведения. Разработка их совершена большей частью за последние годы и составляет результат того нового, современного направления работ, в котором географические очерки и описание почв опираются на исследования длительного или стационарного характера. Такие исследования позволяют представить типы почв в более глубоком, чем прежде, освещении их генезиса и динамики почвенных процессов вместе с природой действующих геологических или биологических явлений, не только в качественном, но и в количественном отношении. Такое направление работ представляет шаг вперед в развитии всего почвоведения и в сближении его с другими сопредельными науками.

В серию печатаемых в настоящем томе работ входят следующие:

Л. И. Прасолов. Горнолесные почвы Кавказа.

И. Н. Антипов-Каратаев и Г. М. Пономарев. О почвах степных типов почвообразования, развитых на изверженных кристаллических породах.

В. А. Ковда. Процессы современного соленакопления в почвах.

П. И. Шаврыгин. Почвенные растворы Центральной Ферганы, их концентрации и солевой состав.

А. А. Роде. Водный режим почв богарной зоны Узбекской ССР.

Е. А. Афанасьева. Происхождение, состав и свойства мощных черноземов Стрелецкой степи.

М. М. Абрамова. Сезонная изменчивость некоторых химических свойств лесной подзолистой почвы.

П. А. Крюков. Фазовые потенциалы, возникающие при отстаивании суспензии.

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

1947. ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА ИМЕНИ В. В. ДОКУЧАЕВА, Том XXV

Академик Л. И. ПРАСОЛОВ

ГОРНОЛЕСНЫЕ ПОЧВЫ КАВКАЗА

Леса и лесные почвы покрывают значительную часть горных склонов Кавказских гор. Общая площадь лесов Кавказа исчисляется приблизительно в 75 000 км² и составляет около 17% всей поверхности, считая Ставропольский и Краснодарский края, Дагестанскую АССР и все Закавказские республики. Если же исключить большие подгорные степные и пустынные равнины, то общую облесенность горных склонов надо считать, по крайней мере, в два раза большей. В западной части Кавказа, где леса доходят до берега моря и поднимаются до высоты в 2000 и 2200 м, облесенность склонов доходит до 50—60%.

Здесь безлесны от природы только склоны и гребни высоких вершин, образующие пояс горных лугов и нивальную зону (зону вечных снегов и ледников) с выступами обнаженных пород. Ниже в долинах и на склонах безлесные поверхности образовались вследствие уничтожения лесов, начавшегося еще с древних времен для пашни, садов, сенокосов и выгонов. При этом вместе с лесами во многих местах были разрушены и уничтожены размывом и от других причин и лесные почвы. Последнее особенно заметно на северо-западном конце гор, близ Новороссийска.

Но в других частях Кавказа, на северных и южных склонах гор и особенно в восточной части, ближе к Каспию, леса, как известно, уступают место степям и лугам в среднем и нижнем поясе гор, большею частью вследствие общих естественных условий, главным образом вследствие сухости климата.

Хотя и здесь, как известно, площадь лесов сильно уменьшилась вследствие вырубок и выпаса скота, но, судя по почвам и растительности, леса в современную геологическую эпоху и не могли распространиться сплошь на подгорные равнины и на открытые склоны и террасы долин. На северных склонах Кавказа и в Закавказье мы видим, что горные луга постепенно сливаются с черноземными степями (например в Малом Карачае), тогда как леса занимают здесь только тенистые склоны под уступами гор, постепенно мельчая и исчезая в направлении к сухим степям низких равнин. Здесь высота естественной границы лесов, верхних и нижних, сильно колеблется. На северном склоне, в западной части (в бассейне р. Кубани) сплошные леса начинаются уже на высоте около 100 м, тогда как далее к востоку черноземные степи идут сплошь до 700—800 м и больше, переходя в субальпийские горные луга. В Чечне леса начинаются на высоте около 200 м. В Дагестане нижняя граница леса отмечается на высоте от 300 до 700 м, а верхняя — около 1600 м. На

южном склоне Б. Кавказа (в Закатальском районе) леса занимают высоты от 600 до 2000 (3000) м. Близкие к этим пределы отмечены и в Юго-Осетии.

В колебаниях этих вертикальных пределов распространения леса играют роль, очевидно, как общие градиенты климатических элементов (осадков, влажности воздуха), так и местные орографические условия— направление и конфигурация гор и долин, состав и генезис подстилающих пород и др.

Известно, что леса и лесные почвы вообще во всех странах распространены в более влажных областях. Они занимают и занимали раньше сплошь на громадных пространствах северную зону восточного и западного полушарий, продолжаются к югу от нее в приморских влажных областях и на более увлажненных склонах гор внутри континентов. Влажные субтропические и тропические области в первобытном состоянии также были покрыты лесами.

Безлесны тундры полярных областей, степные и пустынные континентальные равнины и вершины гор. Последние в средних широтах, как в Альпах и на Кавказе, ниже нивальной зоны, покрыты горными лугами, тогда как на севере, например в Восточной Сибири, имеют характер горной тундры. В тундрах, как и в степях и в пустынях, предел распространению лесов кладет сухость воздуха и почвы.

Распространение лесов на горных склонах, в основном, кроме высоты, связано также с большей или меньшей сухостью климата, обусловленной направлением склонов (экспозицией) и конфигурацией горного рельефа, как это хорошо видно на Кавказе. Степные склоны преобладают в восточной части Кавказа, так же как на горах Средней Азии.

Эта общая закономерность, свойственная всему земному шару, обусловлена, очевидно, общими биологическими свойствами лесной растительности, которые, в свою очередь, обусловливают особый характер лесных почв. Но, как и во всей природе, живая природа и среда, климат и почвы связаны взаимной зависимостью. Лес создает себе особые почвы и в то же время подчиняется в своем распространении и во всем внутреннем строении, например в типах лесов, свойствам климата и почвы.

Поэтому в общей классификации почв почвы гумидных (влажных) областей представлены преимущественно лесными почвами в комбинации с болотными, почвы аридных областей — черноземами, каштановыми и сероземами, в комбинации с солонцами и солончаками.

Общим свойством лесных почв является их выщелоченность от простых солей и большая или меньшая разрушенность алюмо-силикатной части, тогда как для почв аридных областей (степей и пустынь с их переходными формами) характерны неподвижность силикатной части и накопление простых солей (карбонатов и сульфатов), а иногда также хлоридов и нитратов.

Те и другие, естественно, дают ряды переходных форм и различных градаций в степени развития основного процесса. Из этих рядов обособляются в природных сочетаниях различных условий и в смене стадий развития во времени отдельные, наиболее распространенные формы почвообразования, которые принято называть генетическими типами почв.

Широкое распространение их и повторяемость в целых зонах материков связываются с общими причинами, из которых особенно важной (но не

единственной) выравнивающей силой является климат. Поэтому главные генетические типы почв являются в то же время закономерно распределенными по лику земли биоклиматическими типами.

Горнолесные почвы принадлежат к различным биоклиматическим типам, смотря по широтным и вертикальным зонам, в которых расположены элементы горного ландшафта.

На Кавказе наиболее распространены горнолесные почвы, образовавшиеся под лиственными лесами в условиях умеренно влажного и теплого климата, типа бурых лесных почв.

Местами этот тип сменяется типом хвойных лесов в условиях более холодного климата верхней зоны.

С другой стороны, в Закавказье, на Черноморском побережье и в Талыше наблюдаются другие типы горнолесных почв, свойственные влажным субтропикам и переходным от них комбинациям условий, т. е. типы, называемые красноземами и желтоземами в их различных местных видоизменениях.

В настоящее время в литературе нет еще систематического общего описания лесных почв вообще и, в частности, горнолесных почв. Не было также исследований, охватывающих лесные почвы всего Кавказа. Имеются только очерки, посвященные лесным почвам отдельных районов.

Все эти очерки представляют, к сожалению, лишь неполные описания, основанные преимущественно на морфологических признаках и отрывочных химических анализах. Физические и биологические свойства и динамика лесных почв почти совсем не затронуты исследованиями. Разрешение вопроса о генетическом типе кавказских горнолесных почв весьма затрудняется отсутствием минералогических анализов для них и невозможностью определить количество и характер глинистых элементов в них и их происхождение. Поэтому общая характеристика и классификация горнолесных почв Кавказа пока остается неполной и провизорной.

Если исключить районы влажных субтропиков, то горнолесные почвы Кавказа обладают в общем однообразным и простым строением, варианты которого связаны преимущественно с влиянием литологического состава коренных и почвообразующих пород и менее ясно с составом и типами насаждений. Мы видим здесь почти исключительно суглинисто-хрящеватые или суглинисто-щебневатые почвы на продуктах разрушения плотных пород, оставшихся на месте (in situ) своего происхождения или отложенных на близлежащих склонах. Почвы на наносах ледниковых или аллювиальных имеют сравнительно ограниченное распространение и также отличаются грубым механическим составом.

Поэтому все эти почвы или большая часть их имеют короткий профиль и слабо дифференцированные аккумулятивные и элювиальные горизонты. Из них во всех случаях различаются:

A_0 — лесная подстилка, толщиной в 2—3 см, из листьев и других остатков, большею частью без травянистой дерновины и без торфянистой стадии разложения.

A_1 — гумусовый горизонт, в нижнем поясе лесов темный, серовато-бурый или коричневатый, в лесах верхнего пояса (буковых) светлый, бурого оттенка; мощность различна, от 10—15 см до 20—30 см.

Этот горизонт всегда рыхлый, со смешанной неясной структурой, нередко проникнут мицелием; большею частью постепенно переходит вниз, иногда в нем обособляется более светлый элювиальный подгоризонт (оподзоленный) без ясных границ и без особой структуры.

B (BC) — переход в светлую безгумусовую буроватую рыхлую массу элювия или делювия, большею частью с щебнем и хрящем плотной коренной породы до глубины 30—50 см, иногда до 1 м и больше.

По большей части все такие почвы выщелочены от карбонатов и имеют кислую реакцию. При этом обменная кислотность усиливается книзу, но редко pH падает ниже 5.0. Резкой оподзоленности и сильной кислотности в этих почвах не наблюдается, наоборот, часто оподзоленности совсем не заметно, и pH колеблется от 5.0 до 6.0 и 6.5.

В случае залегания на карбонатных породах (мергелях, известняках, известковых туфах) образуются остаточно-карбонатные, обычно богатые гумусом, очень темные почвы. В них горизонт A_1 лишен карбонатов, но имеет нейтральную реакцию, тогда как в горизонте B(BC) карбонаты в обломочном материале сохраняются или выщелочены только отчасти, так как элювиальный процесс на горных склонах ослаблен, благодаря водонепроницаемости известковых пород и хорошему стоку поверхностных вод.

Такие почвы получили в почвенной литературе название перегнойно-карбонатных. Иногда их приравнивают к типу дерновых почв. Эти названия до некоторой степени соответствуют природе остаточно-карбонатных почв, но не указывают на их происхождение под лесом.

Но вряд ли правильно применять ко всем таким почвам взятый из польского языка термин «рендзины», так как под этим названием разумеются только сильно глинистые, вязкие (похожие на резину) почвы, которые наблюдаются местами в западных и северо-западных частях восточно-европейской равнины.

С. А. Захаров выделяет в закавказских дубовых лесах нижнего пояса по «яркокоричневому» оттенку горизонта B_1 оригинальные коричневые или серо-коричневые остаточно-карбонатные лесные почвы.

С. А. Яковлев отличает среди перегнойно-карбонатных почв в районе Туапсе «черные рендзины» и «каштановые рендзины». Но природа всех такого рода морфологических подразделений остается невыясненной, и их возможно применять только в смысле описательных условных названий местного значения.

Наиболее характерные перегнойно-карбонатные черные почвы наблюдаются только в случаях образования лесной почвы непосредственно на таких плотных известковых породах, как известняк, мел, известковый туф, тогда как на смешанных карбонатно-силикатных породах, например на мергелистых сланцах, вулканических туфах и др., а также в случаях, когда плотная известковая порода покрыта глинистым элювием, образуются переходные формы горнолесных почв, представляющих различные стадии выщелачивания карбонатов и соответственного изменения верхнего гумусового горизонта.

Такие переходные формы весьма близки к общему типу строения бурых горнолесных почв, которые образуются на элювии и делювии некарбонатных силикатных пород и большею частью не содержат каких-либо накоплений вторичных карбонатов, образующихся всегда в процессе почвообразования на всяких породах. Эти вторичные карбонаты можно обнаружить в лесных почвах только в составе водных вытяжек в виде бикарбонатов, но они постоянно выносятся нисходящим током почвенной воды. Лишь в некоторых случаях в сухих лесах, как, например, под «шибляком» на южном берегу Крыма, на обломках сланцев, в нижних горизонтах почвы (не тронутой обработкой) можно найти непрочные налеты карбонатов как временные, исчезающие следы карбонатного иллювия.

Указанные переходные формы бурых горнолесных почв дали основание некоторым авторам приписывать происхождение этого типа почв всецело влиянию карбонатных пород (Глинка, Стебут), что не оправдывается при изучении лесных почв.

Для того чтобы выяснить генезис этих почв и выделить черты общего типа, не связанного с литологическим характером почвообразующей породы и со специфическим влиянием горного рельефа, в том числе особого гидрологического режима горных склонов, необходимо выделить случаи, в которых эти условия или не выражены, или как бы нейтрализуются при сравнении различных комбинаций местных условий. Осторожный и последовательный сравнительный географический анализ почвообразования позволяет, по нашему мнению, найти в бурых горнолесных почвах Кавказа такие черты основного типа, связанные с общими биоклиматическими условиями. Эти черты и были отмечены первоначально Раманом для западно-европейских лесных почв под именем типа Braunerde — бурые лесные почвы. Нами они были указаны для почв Крыма и затем для почв Юго-Осетии. В последние годы многие авторы в нашей литературе и заграницей, в том числе многие кавказские почвоведы, вновь подтвердили и развили эти первоначальные заключения о типе бурых лесных почв. Во всяком случае, в описании и классификации горнолесных почв Кавказа нельзя обойти вопрос о биоклиматическом типе их и, значит, о типе бурых лесных почв.

Не возвращаясь пока к изложению истории этого вопроса, попытаемся подойти к разрешению его сначала путем сопоставления примеров более или менее изученных горнолесных почв Кавказа.

Исследованиями установлено, что влияние общих биоклиматических условий в бурых лесных почвах выражается: 1) сравнительно интенсивным выветриванием первичных алюмосиликатов и других минералов материнской породы, ведущим к большему «оглиниванию» почвы по сравнению с северными лесными почвами и соответственно к большей емкости поглощения; 2) значительно более слабым развитием процесса оподзоливания и понижением молекулярного отношения $SiO_2 : Al_2O_3$ и $SiO_2 : R_2O_3$; 3) сильным разложением органических остатков, с накоплением гумуса типа «mull» и отсутствием оторфования; 4) проявлением в нижних подгумусовых горизонтах обменной кислотности, обусловленной действием ионов алюминия.

При этом слабая оподзоленность бурых лесных почв в условиях горного рельефа многими авторами связывается преимущественно с хорошим дренажем (стоком поверхностных вод) или с обновлением почвы механическим приносом свежего материала по склону, или с молодым возрастом горных почв.

Однако, не отрицая влияния этих факторов, можно указать случаи, где они не играют существенной роли. Приведем примеры.

Наиболее ясного проявления указанных выше признаков биоклиматического типа бурых лесных почв можно ожидать в почвах южных, теплых и сравнительно влажных областей Кавказа, переходных к субтропическим. Таковы лесные районы склонов гор в южной части Азербайджана (Талыш) и по Черноморскому побережью.

По описанию А. А. Завалишина (исследование 1936 г.)[1], на склонах Талыша наиболее характерные субтропические горнолесные почвы — «желтоземы» наблюдаются на глинистом элювии коренных пород, тогда как на делювии в области пониженных террас преобладают уже серые оподзоленные лесные почвы.

В «желтоземах» под преобладающими дубово-грабовыми лесами,

[1] А. А. Завалишин. Почвы Ленкоранского района (рукопись).

несмотря на большое количество растительного отпада (до 6500 кг на 1 га), гумусовый горизонт имеет незначительную мощность (не более 10 см), благодаря быстрому разложению органических веществ в условиях чередования влажных и сухих периодов. При этом высокое содержание золы обеспечивает насыщенность гумуса. В то же время минеральная часть почвы до значительной глубины, благодаря высокому содержанию тонких частиц и слабой водопроницаемости, остается «ненасыщенной» — pH водной вытяжки ее около 5—5.5. Коренная плотная порода в процессе почвообразования превращается в вязкую глину с высоким содержанием обменных оснований, сохраняя почти неизменным свой валовой состав.

Примером может служить почва на элювии железистого полевошпатового песчаника (№ 62 Зав.) в табл. 1.

Серые оподзоленные почвы на террасах того же района также сохраняют не только в верхних гумусовых горизонтах, но и в более глубоких, сравнительно высокую емкость поглощения, наряду с ненасыщенностью. Например, для разреза № 6 (Завалишина) анализ дал следующие величины:

в горизонте с глубины (см):	2—10	50—55
% частиц < 2 μ	23.4	52.2
pH (водной выт.)	5.98	5.70
% CaO обменный	0.60	0.87
% MgO обменный	0.13	0.20

При этом валовое содержание всех оснований остается неизменным во всем профиле. Немного уменьшается в верхних горизонтах только содержание полуторных окислов.

На Черноморском побережье Кавказа, в южной части, как известно, горнолесные почвы образовались по типу субтропических красноземов, с ясными признаками «а л л и т и о г о» выветривания, т. е. с накоплением полуторных окислов и значительным выносом кремнезема и оснований.

Свойства их описываются в статье Б. Б. Полынова [Почвоведение, 1944, 1]. По мере подъема от берега моря на склонах гор и к северу от области влажного субтропического климата эти красноземы уступают место или перегнойно-карбонатным гумусным почвам, или бурым лесным почвам.

Последние на прибрежных низких террасах, как и под Талышем у Каспия, большею частью представляют своеобразные, ясно оподзоленные разновидности. На более высоких террасах и склонах гор, вплоть до верхней границы леса, преобладают бурые горнолесные почвы неоподзоленные или слабо подзолистые.

В холмистой полосе Мингрелии и Имеретии, по исследованиям М. Н. Сабашвили, в области меловых и эоценовых известняков, преобладают перегнойно-карбонатные почвы.

Профиль их на известняках (№ 127 Саб., западный склон около 17°) имеет такой вид:

A (0—22 см) — темносерый, плотноватый, зернисто-комковатой структуры, глинистый.

B (22—47 см) — неоднородный, той же окраски, слабо структурный, глинистый, с обломками известняка.

BC (47—82 см) — слой известнякового щебня с небольшой примесью глинистого мелкозема, под ним сплошной известняк.

Смотря по условиям рельефа, такой профиль варьирует по мощности и количеству щебня.

ТАБЛИЦА 1

Валовой анализ Талышского «желтозема» на элювии песчаника (№ 62 Зав.)

	Глубина в см		
	10—15	65—70	170—175
Гигроскопическая вода	3.74	5.98	5.06
Химическая связанная вода	6.66	7.90	не опр.
Гумус	2.56	0.36	не опр.
pH водной вытяжки	6.02	5.35	5.72
Количество частиц <0.002 мм	40.10	44.50	22.20
SiO_2	53.65 / 58.5	51.85 / 56.5	51.08 / 53.7
TiO_2	1.06 / 1.15	0.96 / 1.04	0.95
Al_2O_3	10.49 / 11.4	11.00 / 12.0	10.87 / 11.4
Fe_2O_3	17.55 / 18.1	21.37 / 23.30	21.31 / 22.4
P_2O_5	0.12 / 0.13	0.03 / 0.03	0.06
SO_3	0.17 / 0.18	0.16 / 0.17	0.16
MnO	0.16 / 0.17	0.12 / 0.13	0.09
CaO обменный	0.39 / 0.44	0.52 / 0.56	0.69
CaO необменный	1.03 / 1.12	0.94 / 1.02	0.66
MgO обменный	0.13 / 0.14	0.21 / 0.23	0.18
MgO необменный	1.59 / 1.73	1.78 / 1.94	2.40
K_2O	2.20 / 2.40	1.53 / 1.66	2.04
Na_2O	3.30 / 3.59	1.50 / 1.65	2.23
Отношение $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	6.8	7.8	7.7

Примечание. Цифры под чертой означают пересчисления на прокаленное вещество.

Реакция почвы щелочная (pH=8.2—8.4), емкость поглощения высокая (до 60—62 м-экв.), количество карбонатов в верхних горизонтах от 9 до 13%, содержание гумуса постепенно падает с глубиной, достигая местами в горизонте А 10%.

На полого-покатых склонах и на ровных вершинах холмов такие почвы более или менее выщелочены и даже слабо оподзолены (деградированы) с поверхности. При залегании на мергелистых сланцах или на карбонатных слоистых глинах преобладают маломощные карбонатные почвы или же встречаются менее распространенные глинистые выщелоченные, довольно мощные почвы (до 70 см и больше). У последних наблюдается уже слабокислая реакция (pH=от 5.4 до 6.5) в верхних горизонтах. В западной части Мингрелии на высоких террасах, покрытых валунно-галечными наносами, преобладают уже горнолесные, оподзоленные в разной степени, почвы на красноцветных продуктах выветривания, часто маломощные, с выходами коренных пород и без ясных признаков оподзоленности на крутых склонах.

В разрезе таких почв различаются горизонты (№ 178 Саб.):

А (0—12 см) — серо-коричневый, комковато-зернистый суглинок, рыхлый, слабо задернованный.

В (12—30 см) — оранжево-коричневый, плотноватый, с неясно комковатой структурой, суглинок; в нем встречаются включения полувыветрившейся гальки.

ВС (30—60 см) — неоднородный пятнистый, оранжевой окраски, бесструктурный, плотный, тяжело суглинистый, с ясно различимыми отдельностями выветрившихся галек.

С (60—95 см и глубже) — также пятнистый, яркооранжевого цвета, плотный, но хорошо режется ножом и рассыпается в руках, — тип «гнилого камня».

Такая почва довольно богата гумусом (до 7% в горизонте А), но имеет сильно кислую реакцию (pH=4.3—4.5). Она представляет переход к типичным субтропическим красноземам.

На более низких террасах (в долине Игура и др. рек) эти почвы сменяются еще более оподзоленными «желтоземными», для которых характерны: желто-палевые тона окраски всего профиля, значительная мощность, сравнительно невысокая емкость поглощения, ненасыщенность, возрастающая в глубину, и обилие твердых железисто-марганцевых стяжений.

Приводим данные анализа из района Зугдиди (№ 4 Саб.).

ТАБЛИЦА 2

	Глубина в см			
	0—15	30—40	60—70	85—95
Гумус	3.79	1.14	—	—
pH	4.4	4.5	4.2	4.2
Обменный Ca м-экв.	2.0	1.8	1.4	1.0
» Mg »	0.13	0.75	0.83	0.66
» H »	1.3	1.6	2.4	1.0
Валовое SiO_2	75.6	81.0	76.0	70.5
» Al_2O_3	13.0	10.7	13.8	14.4
» Fe_2O_3	6.0	5.0	6.7	10.1

Еще далее к северу, в пределах Абхазии (Гагры — Новый Афон), в области приморских хребтов с очень пересеченным рельефом, сложенных известняками или мергелями, характерны перегнойно-карбонатные

горнолесные почвы, большей частью небольшой мощности. Иногда встречаются слабо выщелоченные разновидности на красноватых глинах, подобных terra rossa средиземноморских стран.

В области же более высоких предгорий основной фон составляют уже бурые лесные почвы («предподзолистые» по терминологии Полынова).

Здесь уже не встречаются красные и оранжевые продукты выветривания наносов на молодых террасах.

Бурые лесные почвы предгорий Сухумской провинции, по исследованиям В. А. Ковда (1935 г.), на продуктах разрушения третичных сланцеватых глин и песчаников, при низком содержании гумуса и высокой кислотности, имеют высокую емкость поглощения, как видно из табл. 3.

ТАБЛИЦА 3

Данные анализа бурой лесной почвы Сухумской провинции (разрез № 163, Ковда)

	Глубина в см		
	0—5	10—15	65—70
Гумус	1.78	1.16	0.55
Гидратная вода	6.34	6.22	5.77
pH водной вытяжки	5.04	4.76	4.77
pH вытяжки KCl	3.97	3.89	3.90
Обменный Ca м-экв.	9.3	7.8	8.2
Обменный Mg м-экв.	3.5	3.5	3.5
Емкость поглощения	38.6	33.5	28.2
Ненасыщенность	25.8	22.2	16.5

В Сочинском районе наши детальные исследования на участках опытной станции (1929—31 гг.) позволили несколько разъяснить природу подзолистых «желтоземных» почв нижних приморских террас и переходов от них к общему типу бурых горнолесных почв.

Здесь были выделены три группы почв:

I. Сильно оподзоленные почвы (желто-подзолистые) с признаками раскисления;

II. Слабо оподзоленные почвы;

III. Бурые лесные неоподзоленные почвы.

Примером почв первой группы может служить разрез на второй морской террасе (около 30 м над ур. моря), в котором различаются горизонты (№ 1, 1929 г.):

A_1 (0—6 см) — серовато-желтый гумусированный суглинок.

A_2 (6—30—40 см) — светложелтый оподзоленный, неравномерной мощности (в виде широких языков) суглинок; содержит много железистых конкреций до 1 см диам., внизу более яркой охристо-бурой (рыжей) окраски (A_2B_1).

B_1 (30—100 см) — глинистый, вязкий, рыже-бурого оттенка, конкреций мало.

B_2 (100—150 см) — того же оттенка и сложения, но с светлозелеными пятнами и полосами по корневым ходам; в лупу видно много белых выцветов солей.

С (150—250—300 см) — рыхлый, глинистый песок, содержащий оруденелые плотные прослойки с примесью битуминозных веществ.

Вся почва выщелочена от карбонатов (не вскипает). Под верхним глинистым и песчаным (внизу) наносом лежит слой галечника до 3—3.5 м. Под ним в оврагах и глубоких выемках выходят третичные сланцеватые глины с прослоями песчаника.

Грунтовые воды обнаруживаются на глубине 10—15 м. Вода слегка солоновата, на 1 л содержится, по анализам 1913 г., 80 мг SO_3 и 40 мг Cl (Харькевич, 1914).

На первой и второй террасах был раньше буковый лес с примесью других пород.

ТАБЛИЦА 4

Анализы сильно оподзоленных почв Сочинской станции (№ 1, 1929 г.)

	Горизонты в см			
	A_1 0—6	A 9—24	B_1 51—65	B 100—115
Механический состав частиц				
> 1 мм	нет	3.21	нет	нет
1—0.25 мм	16.15	19.01	6.88	11.30
0.05—0.01 »	19.66	15.98	9.63	15.60
0.01—0.001 »	31.99	38.37	24.03	24.19
< 0.001 »	10.20	11.99	54.86	42.44
Гигроскопическая вода	3.11	2.33	6.28	5.59
Гумус	6.70	2.31	0.72	0.51
Химически связанная вода	3.20	2.09	3.49	4.29
SiO_2	76.20	79.20	65.53	69.29
Al_2O_3	9.97 ($R_2O_3+P_2O_5$)	7.78	18.61	10.56
Fe_2O_3	—	5.12	7.46	8.15
MnO	0.25	0.55	0.18	0.11
P_2O_5	0.04	не опр.	не опр.	0.03
CaO	2.06	1.81	1.29	4.29
MgO	0.67	не опр.	1.01	1.12
$Na_2O + K_2O$ (по разности)	0.91	1.14	1.71	1.68
Водная вытяжка pH	5.61	не опр.	4.87	5.54
Сухой остаток	0.112	0.041	0.025	0.034
Общая щелочность (HCO_3')	0.012	0.016	0.003	0.003
Cl	нет	нет	нет	нет
SO_4	0.002	нет	0.002	0.001
CaO	0.009	0.004	0.001	0.001
MgO	0.003	следы	следы	0.001
Молекулярное отношение $SiO_2 : R_2O_3$	15.9	12.3	4.7	7.5
Вытяжки щавел. кислоты по Тамму $Al_2O_3 : Fe_2O_3$	1.864	1.510	5.859	2.919
Обменные основания м-экв.				
Ca	12.82	7.69	8.51	9.41
Mg	4.41	2.08	7.25	6.71
H (по Дайкухара × 3.5)	0.48	0.38	5.17	23.55

Высокая ненасыщенность этих почв (высокая обменная их кислотность) объясняется (по Антипову-Каратаеву) амфотерным характером почвенного коллоидного комплекса в иллювиальных горизонтах, что обусловлено значительным содержанием в них подвижных форм полуторных окислов, которые в кислой среде могут ионизироваться и вследствие этого могут входить в обмен с нейтральными солями (KCl) и тем самым показывать высокую обменную кислотность почвы.

При определении обменных оснований в нижних горизонтах почвы найдено много обменных щелочей (до 6.44 м-экв.). Но это можно объяснить присутствием сульфата Na.

Приведенные здесь анализы (табл. 4) относятся к почве, уже лишенной

первобытной лесной растительности. Такие почвы характерны только для наиболее увлажняемых низких террас вблизи морского берега или на концах северных склонов в боковых долинках, где застаиваются туманы и охлажденные массы воздуха.

При подъеме на склоны под дубовым лесом оподзоленность и железисто-марганцевые конкреции исчезают — здесь почва имеет верхний темнобурый гумусированный горизонт, который переходит постепенно в желто-бурый тяжелый суглинок. Последний подстилается непосредственно сланцеватыми глинами, содержащими прожилки карбонатов. Емкость поглощения таких почв значительно выше, чем оподзоленных, хотя слабо кислая реакция сохраняется во всех горизонтах.

Валовые химические анализы указывают на относительное накопление кремнезема в поверхностных горизонтах и вынос из них полуторных окислов и оснований. Характерно сравнительно низкое содержание щелочей.

Многие исследователи почв Черноморского побережья Кавказа отметили их своеобразный характер по сравнению с лесными почвами северной лесной полосы. Докучаев (1899), указав на подобие почв Сочинской прибрежной полосы «северному подзолу», отметил бурые и желтые тона наносов в Сочи, близ Афона и Сухума. Позднее С. Я. Яковлев (1914) по исследованиям на линии Армавир—Туапсе высказал мнение, что у лесных почв южных склонов Кавказа проявляются «некоторые следы начала более южного почвообразовательного типа». Они еще более сказываются у «рендзин» окрестностей Туапсе. «Если бы не черный цвет этих почв и не богатство их гумусом, то, судя по данным анализа, можно было бы сказать, что мы имеем дело с краснозем ным типом почвообразовательного процесса... Речь идет о накоплении в этих почвах глинозема и слабом выносе окислов железа, тогда как другие окислы вынесены почти целиком».

Тогда же Я. Я. Витынь, изучив почвы табачных плантаций б. Кубанской области и Черноморского побережья, подтвердил мнение С. А. Яковлева. И. А. Шульга (1926) определил почвы прибрежных террас, как подзолистые, а почвы склонов на высотах от 400 до 1000 м, как «серые лесные», и отметил, что в южных районах Черноморского побережья почвы имеют особые признаки, выраженные в уменьшении гумусности, в бесструктурности подзолистого горизонта, отсутствии в нем слоеватости (как у северных подзолов), наличии комковатой структуры и постоянной окраске его окислами железа в палевые и желтоватые оттенки.

Новейшие исследования лесоводственной экспедиции (1929—31 гг.) также указали на особый характер лесных почв Сочинского района и более южных районов, значительное распространение среди них слабо кислых и нейтральных (Асосков). По мнению С. Я. Соколова, многочисленные почвенные разрезы позволяют утверждать, что в горах Сочинского района (кроме прибрежной части) в зоне смешанно-лиственных лесов нет почв, сколько-нибудь напоминающих подзолы Севера. И. В. Тюрин (1933), приравнивая бурые лесные почвы к скрытоподзолистым почвам северной лесной зоны, считает кавказские разновидности их особым «термическим подтипом» (по Полынову).

В большой диссертации С. Я. Соколова (1938)[1] подробно рассматриваются с точки зрения лесоводства свойства горнолесных почв Запад-

[1] С. Я. Соколов. Некоторые основные проблемы фитоценологии и решение их на примере изучения лесов Западного Закавказья, 1938 г. (рукопись). Цитируется с разрешения автора.

ного Закавказья, причем отмечается, главным образом, влияние различий увлажнения и положительное действие залегания почв на карбонатных трещиноватых породах. «Известковистость почвы, — говорит С. Я. Соколов, обеспечивает богатство органическими азотистыми соединениями и нитратами, что связано, вместе с тем, и с богатством почвы бактериальной жизнью; это обеспечивает темный, почти черный цвет почвы, сильное нагревание ее солнечными лучами и значительную теплоотдачу ночью; крупичатая структура влечет за собою прекрасную аэрацию почвы и, в частности, еще большее иссушение ее за день; крупичатая структура почвы и трещиноватость подстилающей горной породы обеспечивают полное просачивание дождевых и снеговых вод и очень глубокое залегание грунтовых вод; большие углы наклона обеспечивают быстрое поверхностное скатывание дождевых и снеговых вод... На затененных склонах и в ущельях лимит воды отпадает...» В этой же работе указано, что в отмеченных выше пределах лесная растительность, по данным ряда авторитетных исследований, образует следующие вертикальные зоны:

«0—650 (700) м (над ур. моря). — Нижняя полоса, характеризующаяся широколиственными лесами с преобладанием дубовых ассоциаций. 650—1200 м. — Средняя полоса широколиственных лесов с преобладанием буковых ассоциаций. 1200—2000 м. — Верхняя полоса широколиственных и хвойных лесов с преобладанием пихтовых ассоциаций. Леса идут и выше; в субальпийском поясе они занимают, наряду с высокотравными субальпийскими лугами и зарослями кустарников, довольно значительное место.

2000—2200 м. — Субальпийский пояс буковых, березовых и пихтовых лесов».

«Сталкиваясь между собою в жизненном соревновании, древесные растения находят на Черноморском побережье среду, достаточно благоприятную для большинства из них, почему их распространение и отличается космополитизмом в отношении высот» (Альбов, 1896). «Поэтому нередко не условия места произрастания определяют существование того или иного конкретного ценоза в пределах определенной полосы, а конкурентные отношения между древесными растениями. А на фоне довольно большого плодородия лесных почв особое и ведущее значение получает конкуренция из-за света»... (С. Я. Соколов, там же).

Характеризуя почвенные условия, тот же автор, после сказанного выше о карбонатных почвах, как наиболее распространенных и вместе с тем наиболее богатых (за исключением сухих и каменистых склонов и вершин), относительно бурых лесных почв высказывается следующим образом: «На породах, не содержащих извести, или содержащих ее в незначительных количествах... почвы формируются по типу подзолов, но имеющих невыраженный или слабо выраженный горизонт вмывания. Получаются бурые лесные почвы... Эти кислые почвы также суглинистые или глинистые, как рендзины, обладают значительно худшими для жизни на них растений физическими свойствами. Лишь в поверхностных своих горизонтах они обладают некоторой структурностью ...в горизонте вымывания, и тем более — вмывания они чрезвычайно [? *Л. П.*] уплотнены. Залегают они обычно на сланцах или песчаниках. Эти породы, слоистость которых нередко идет согласно с падением внешнего рельефа, являются породами водоупорными и поэтому поступающая вода сравнительно долго задерживается в почве... Поэтому в этих почвах нередки восстановительные процессы... Эти обстоятельства создают в бурых лесных почвах ухудшенную аэрацию и делают их более холодными»...

По водному режиму и физическим свойствам, С. Я. Соколов отличает четыре категории бурых лесных почв:

«1) длительно недостаточного увлажнения, на хребтах, сложенных круто падающими пластами, и на южных крутых склонах террас, сложенных конгломератами; это почвы маломощные, каменистые;

2) кратковременно недостаточного увлажнения, на пологих склонах террас или в начале северного склона хребтов; почвы сверху иногда каменистые, но в глубине суглинистые, мощностью до 60—100 см;

3) и 4) почвы достаточного и временно избыточного увлажнения на затененных склонах, наиболее кислые и глубокие, внизу значительно уплотненные; в местах депрессий мезо- или микрорельефа или на низких шлейфах склонов имеют глеевые пятна, иногда сплошной горизонт их (при наличии постоянного грунтового увлажнения). Воздушный и термический режим этих почв наихудший, но наличие в них достаточного запаса воды... делает их плодородными для роста лесов высокой производительности, большей, чем на почвах первых двух категорий бурых лесных почв...»

Эта характеристика почв с точки зрения лесоводственной достаточно ясно подчеркивает, с одной стороны, разнообразие горнолесных почв и, с другой,— необходимость различать среди них экологические ряды и переходные формы, связывающие различные типы почвообразования.

Исследования почвоведов в других районах Кавказа показали также большое распространение бурых лесных почв в их различных переходных стадиях и формах, связанных с местными биоклиматическими, литологическими и геоморфологическими условиями.

На южном склоне Б. Кавказа в Юго-Осетии лесные почвы, как было указано раньше, переходят на равнине Куринской депрессии в черноземные или луговые. При этом в нижней части лесной зоны под дубовыми или дубово-грабовыми лесами наблюдаются темные гумусированные почвы, тогда как выше, в буковых лесах — более типичные светлые бурые лесные почвы. (Прасолов и Н. Н. Соколов, 1929 г.; Михайловская, 1930 г.)

Такая же смена отмечена далее к востоку, например в Закатальском районе АзССР (Вознесенский, 1935), а также на склонах М. Кавказа. Те и другие образуются на различных породах и большею частью несут на себе ясные признаки влияния состава и свойств материнской породы. Наиболее полным профилем отличаются лесные почвы на элювии сравнительно легко выветривающихся третичных песчаников или конгломератов. На плотных изверженных породах (например на порфиритах или на гранитах) и на сланцах мощность почвы обычно незначительная (около 50 см и меньше) и в массе почвы преобладают крупные частицы — щебень, хрящ, крупный песок.

Все горнолесные почвы, за исключением образовавшихся непосредственно на плотных карбонатных породах, выщелочены от карбонатов и имеют кислую реакцию как верхнего гумусового горизонта, так и нижележащих. В валовом составе их обнаруживается большая или меньшая степень выноса полуторных окислов и оснований и соответственно некоторое относительное увеличение содержания SiO_2 в верхних горизонтах, т. е. признаки оподзоливания и вместе с тем образования уплотненного иллювиального горизонта в нижней части профиля. Естественно, что под лесами нижней зоны (дубово-грабовыми) в предгорьях над Куринской низменностью (но не на Черноморском побережье и не в Талышском районе), в условиях сравнительно сухого и жаркого климата, признаки

Библиотека Почвенного института им. В. В. Докучаева 2088

оподзоленности менее выражены, и лесные гумусированные почвы приближаются по свойствам к выщелоченным черноземам.

В почвах буковых лесов оподзоленность выступает резче, особенно в случаях образования почвы на сильно глинистом элювии и избыточного увлажнения на ровных, слабо покатых участках склонов.

Но рассматривая валовые анализы горнолесных почв на различных породах (в том числе бедных основаниями, как гнейсы или глинистые сланцы) и в условиях верхних зон гор, даже на северных склонах, можно убедиться, что оподзоленность этих почв слабая и часто совсем не обнаруживается. Различные цветовые оттенки горнолесных почв связаны преимущественно с цветом материнской породы и продуктов ее разрушения, например с серым цветом сланцев, коричневатым оттенком дресвы порфиритов и некоторых туфобрекчий и т. п. Иногда бурые оттенки глин как бы разбавляются и светлеют от обилия мицелия в верхних горизонтах лесных почв.

Поэтому разделение горнолесных почв на разновидности по морфологическим цветовым признакам нельзя принять за основу классификации их без учета химического и механического состава почв и пород. «Цветовые названия» типов и подтипов почв, общепринятые в почвоведении (как красноземы, сероземы, бурые лесные почвы и др.), являются условными, как краткое обозначение целой суммы свойств, строения, состава и динамики почвенных процессов, свойственных данной естественной группе почв.

Дробление главных групп без количественного учета признаков выделяемых разновидностей можно принять только как предварительное, в стадии сбора материалов; с ограничением его значения лишь для данных местных условий и для второстепенных, сравнительно мелких групп почв.

Ниже приводятся имеющиеся неполные анализы указанных выше видов горнолесных почв некоторых южных областей Большого и Малого Кавказа и анализ почвы хвойного леса (колл. Н. А. Коносова) северного склона в бассейне Кубани (в Теберде).

Темнобурая лесная почва на элювии порфирита, № 4 Прасолова и Н. Н. Соколова из Юго-Осетии. Абс. выс. 1700 м. Молодой буковый лес, верхняя часть склона на ЗЮЗ. Горизонт $A_0 + A_1$ до 16 см, горизонт В — желтоватобурый, суглинисто-хрящеватый до 40 см, комковатой структуры, рыхлый. Под ним грубо дресвяный элювий с крупными обломками порфирита.

ТАБЛИЦА 5

	Глубина в см		
	0—12	25—35	70—80
Гумус, %	7.41	1.27	0.89
CO_2	нет	нет	0.58
pH	4.8 (?)	5.7	6.2
Обменные Ca м-экв.	24.0	28.2	32.8
» Mg »	8.5	4.4	6.4
» H »	6.7	2.4	4.7
Механический состав:			
частицы > 1 мм	15.8	21.2	57.4
от 1 до 0.01 мм	43.6	34.5	19.6
< 0.01 мм	40.63	44.3	23.0
в т. ч. < 0.001 мм	6.8	11.4	8.0

Светлая бурая лесная почва, № 36 Прасолова и Н. Н. Соколова. Буковый лес, с подлеском из *Asalea pontica* на уступе горы, около Джалабета в Юго-Осетии. Абс. выс. 1500 м. Горизонт $A_0 + A_1$ до 16 см. Горизонт В до 58 см. Горизонт С — желто-бурый, мягкий, суглинок с кусками песчаника.

ТАБЛИЦА 6

	Глубина в см			
	0—10	25—35	50—60	90—100
Гумус	5.44	1.12	0.44	0.20
pH	4.8	4.9	4.8	5.1
Обменные Ca м-экв.	7.24	2.5	3.0	4.3
» Mg »	1.3	1.4	1.1	1.4
» H »	11.8	15.7	15.4	12.3
Механический состав:				
частицы от 1 до 0.01 мм	31.0	40.5	41.5	41.9
< 0.01 мм	69.0	59.5	58.5	58.1

Светлая горнолесная бурая почва, № 170 (О. Н. Михайловская). Вершина Месхийского хребта.

Абс. выс. 1800 м. Буковый лес с подлеском из падуба и лавровишни.

A_0 (0—2 см). Темнокоричневая рыхлая, «пушистая» подстилка с мелкоземом, покрытая сверху опавшими листьями.

A_1 (2—6 см). Светлокоричневато-серый легкий суглинок, мелкоореховатой структуры с крупными корнями и мелкими корешками. Мелкий щебень порфирита. Неясный переход языками вниз.

B_1 (6—23 см). Яркожелтый легкий суглинок с крупными расплывчатыми гумусными пятнами сероватого оттенка. Весь слой рыхлый, проникнутый крупными корешками. Небольшое количество щебня той же породы.

B_2 (23—50 см). Яркожелто-оранжево-красный, комковатой структуры, суглинистый. Сероватые гумусные пятна, слабо выделяющиеся. Щебень порфирита.

B_3 (50—79 см). Еще более яркий оранжево-красный, грубо суглинистый. Крупнокомковатая структура с щебнем. Плотное сложение. Вскипания с HCl нет.

По минералогическому анализу: внизу главная масса из сильно выветрелых зерен полевого шпата. Изредка кварц. Окрашено окислами железа. Встречается кристаллический гематит. В горизонте В больше кварца, те же верна полевого шпата; гематит, бесформенные окислы железа, изредка эпидот и роговая обманка.

В горизонте A_1, кроме того, заметно больше эпидота, частью обесцвеченного, а также турмалин и свежая роговая обманка. В мелких фракциях больше кварца. В микрофлоре диатомеи.

ТАБЛИЦА 7

	Глубина в см			
	2—6	6—11	33—38	70—79
Гумус	8.2	3.5	2.8	0.6
SiO_2	56.70	65.98	68.22	59.15
Al_2O_3	13.06	15.29	15.80	21.00
Fe_2O_3	5.02	6.43	6.28	9.35
CaO	1.37	0.70	0.54	0.48
MgO	0.95	0.84	0.85	0.93
K_2O и Na_2O	не определены			
Обменные Ca м-экв.	26.3	7.3	3.3	4.0
Mg »	6.5	5.0	1.7	1.2
H »	нет	9.0	12.9	7.7
Механический состав:				
частицы: 1—0.25 мм	13.42	8.09	7.28	4.20
0.25—0.05 мм	12.96	8.77	8.17	2.69
0.05—0.01 мм	59.00	60.24	19.34	16.54
< 0.01 мм	14.75	22.88	68.47	76.55

Бурая лесная, темная, легко суглинисто-скелетная почва, образовавшаяся на меланократовом гранодиорите (Разрез Б. А. Клопотовского), 1939 г.

Малый Кавказ. Хребет Муров-даг в АзССР. Северные склоны хребта в пределах Ханларского района и в 25 км к ЮЮЗ от гор. Кировобада. На вершине-гребне горы Нуанбаши, расположенной в 5 км к юго-западу от села Зурнабад (бассейн р. Ганджачай). Смешанный лиственный лес с преобладанием дуба грузинского (*Quercus iberica* Stev.) — в средне-горной полосе на высоте 1300—1400 м.

A_1 (0—3 см) — дерново-перегнойный; коричневато-темносерый, со слабо выраженной мелкокомковатой структурой, рыхлый, корешковатый, легко суглинистый;

A_2 (3—11 см) — перегнойный; коричневато-серый, рассыпчатый, местами — мелковеристый, легко суглинистый;

В (11—21 см) — переходный; желтоватый с серыми обогащенными гумусом пятнами, рыхлый, супесчаный, бесструктурный;

Д (21—60 см) — кора выветривания гранодиорита; ржаво- и желтовато-коричневатая (лимонитизирована), сверху уплотненная песчаная масса, быстро переходит в плотную слабо выветрившуюся породу, сохранившую свою текстуру. Весь разрез влажный и не вскипает с HCl.

ТАБЛИЦА 8

	Глубина в см			Порода гранодиорит
	0—3 A_1	3—11 A_2	22—32 В	
Гумус	8.80	4.30	не опр.	не опр.
Потеря от прокаливания	13.56	8.30	2.58	0.89
pH водной суспензии	7.27	6.76	7.48	не опр.
Гигроскопическая вода	4.86	3.78	2.62	1.82
SiO_2	60.57	60.82	61.44	60.92
Al_2O_3	18.51	14.37	18.21	18.01
Fe_2O_3	7.35	7.76	7.07	7.92
CaO	4.26	3.49	4.06	6.02
MgO	1.22	0.88	1.27	1.78
K_2O и Na_2O	не определены			
Мол. отношение $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	5.5	7,1	5.6	5.6

(% на прокаленное вещество)

Бурая горнолесная почва на сланце, № 45 (Ив. Герасимов). Сванетия, северный склон, абс. высота 1800 м. Смешанный субальпийский лес: береза, клен, осина, орешник, рябина, отдельные пихты, рододендрон.

A_1 0—5 см. Темнобурый, сильно щебнистый.

A_2 5—25 см. Серый, глинистый.

В 25—90 см. Плотная, влажная глина.

С—Сильно выветрелый глинистый сланец.

Данные анализа приведены в табл. 9.

Приведенные примеры химических анализов горнолесных почв Кавказа позволяют добавить к изложенной выше общей характеристике следующее.

Валовой химический состав этих почв, как и следовало ожидать, отражает, с одной стороны, состав материнской породы, с другой, — аккумуляцию в верхнем горизонте веществ органического происхождения.

Минеральная часть этих почв мало отличается от состава материнских пород и представляет только результат превращения плотной кристаллической или кристаллической породы в мелкоземистую суглинистую или глинистую массу, с добавлением гидратной и гигроскопической воды, но с перемещением различных окислов по профилю почвы, соответственно их физико-химической природе и участию в составе органических остатков древесной и травянистой растительности (вероятно также животных).

ТАБЛИЦА 9

	Глубина в см		Свежая порода
	0—5	45—50	
Потеря от прокаливания	29.90	7.27	3.78
Гумус	18.49	1.82	—
pH (водн.)	5.75	5.33	—
Обменные Ca м-экв.	21.69	1.02	—
Mg »	7.10	0.12	—
SiO_2	46.74 / 66.7	61.16 / 66.0	64.84 / 67.37
Al_2O_3	12.87 / 18.2	18.68 / 20.1	17.80 / 18.6
Fe_2O_3	5.28 / 7.5	7.44 / 8.0	6.77 / 7.0
TiO_2	0.92 / 1.3	0.84 / 0.90	0.92 / 0.96
CaO	0.89 / 1.3	0.35 / 0.38	0.63 / 0.65
MgO	1.19 / 1.7	1.72 / 1.85	1.86 / 1.93
MnO	0.14 / 0.2	0.11 / 0.12	0.06 / 0.06
Na_2O	0.60 / 0.8	0.81 / 0.87	1.31 / 1.35
K_2O	0.87 / 1.2	1.02 / 1.10	1.69 / 1.76
P_2O_5	0.11 / 0.15	0.11 / 0.12	0.14 / 0.15
SO_3	0.18 / 0.25	0.47 / 0.51	0.33 / 0.35
$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	6.2	5·3	6.2

Примечание. Цифры под чертой обозначают перечисление на прокаленное вещество.

Светлобурая горнолесная почва на элювии гранита (Разрез № 156 Конюсова 1939 г.). Тебердинский заповедник. Абс. выс. 1500 м. Сосново-пихтовый лес с травянистым покровом. A_0+A_1 — 0 — 26 см; ВС — 27 — 55 см; С — 56 — 105 см.

Данные анализа приведены в табл. 10.

В анализе верхнего горизонта (A_0 и A_1) обнаруживается обычно некоторое накопление P_2O_5, CaO, SO_3, иногда MnO и K_2O как следствие растительной аккумуляции. По сравнению с плотной породой, мелкоземистая масса почвы во всех горизонтах ее обнаруживает также накопление TiO_2, как остатка от разрушения породы и отдельных минералов, а также накопление Fe_2O_3, MnO, CaO, MgO. Последние два закрепляются, вероятно, путем адсорбции в глинистых частицах, частью в органических соединениях, в том числе фосфатов. MgO может входить в состав кристаллической решетки некоторых глинных минералов, например,

ТАБЛИЦА 10

	Глубина в см				Породы ниже 100 см
	0—10	12—20	35—45	90—100	
Гумус	29.21	6.63	1.99	1.24	—
Азот	0.99	0.25	—	—	—
pH водной вытяжки	5.60	6.06	6.06	6.06	—
pH солевой вытяжки	5.09	5.32	5.20	4.98	—
Обменные Ca м-экв.	46.6	16.1	7.3	4.2	—
» Mg »	7.5	2.9	1.1	1.4	—
» H »	нет	нет	нет	нет	—
Механический состав:					
частицы 1—0.25 мм	—	13.95	12.42	16.10	—
0.25—0.01 мм	—	53.31	60.20	65.51	—
0.01—0.001 мм	—	21.32	19.60	12.83	—
< 0.001 мм	—	11.42	7.78	5.56	—
SiO_2	69.08	70.93	70.72	70.67	74.89
Al_2O_3	13.97	16.09	15.60	16.15	15.15
Fe_2O_3	6.80	4.95	5.00	5.88	2.44
TiO_2	0.47	0.61	0.74	0.46	0.27
P_2O_5 % на прокаленную	0.42	0.17	0.08	0.09	0.09
SO_3 почву	1.41	0.47	0.35	0.35	следы
CaO	3.09	1.95	1.55	1.02	1.25
MgO	1.46	1.42	1.59	1.19	0.66
MnO	0.47	0.16	0.21	0.09	следы
K_2O	1.46	0.63	2.59	2.83	3.54
Na_2O	1.31	1.66	2.12	2.06	2.59
Σ	99.90	100.08	100.46	100.79	100.82
$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	8.2	—	—	7.1	—

монтмориллонита. Fe_2O_3 и MnO связываются или фосфатами, или входят в состав глин, или накопляются в свободном состоянии.

Относительно щелочей результаты анализов противоречивы. В анализе тебердинской почвы на граните ясна убыль щелочей в результате выноса их при выветривании породы, что и является характерным для типа выветривания при переходе к условиям влажного климата. К сожалению, вследствие неполноты большей части почвенных анализов, нет возможности пока подтвердить этот признак на других разрезах. В некоторых анализах (например из Талыша) получались обратные результаты — накопление не только K_2O, но даже Na_2O. Объясняется ли это неточностью разделения щелочей при анализе или специфическими условиями почвообразования на древних морских террасах, решить пока невозможно.

Что касается SiO_2 и Al_2O_3, наиболее существенных количественно элементов в составе всех почв и потому принятых за основной показатель в классификациях, то абсолютные количества их в горнолесных почвах мало отличаются от содержания в материнских породах и немного варьируют в профиле почв.

Резкой убыли SiO_2 и большого накопления Al_2O_3, как в красноземах, в этих почвах не наблюдается, т. е. аллитный характер их не проявляется. Молекулярное отношение $SiO_2 : Al_2O_3$, в расчете на всю массу почвы без потери от прокаливания, колеблется в наших примерах от 6.4 до 8.9. Оно больше всего в почве на полевошпатовом песчанике (8.9) и на граните (8.2) и меньше в почве на глинистых сланцах (6.5). Эти величины несколько меньше, чем для типичных северных подзолистых почв и приближаются к величинам, которые найдены для черноземов, однако встречаются колебания, сглаживающие это различие, как показывают пересчеты Михайловской для многих примеров.[1]

Надо принять во внимание, что все наши примеры относятся к выветриванию кислых пород, т. е. пород, относительно бедных основаниями.

Примеров анализов лесных почв, образовавшихся на щелочных бескарбонатных породах, для Кавказа у нас пока нет. Анализ почвы на карбонатной туфобрекчии (из коллекции Ив. Герасимова) дал отношение $SiO_2 : Al_2O_3 = 5.3$. Для бурой лесной почвы Швеции на щелочной карбонатной породе (по анализам Тамма) имеем 4.8. К этим величинам приближается и отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ для почвы на меланократовом гранодиорите хр. Муров-даг.

Во всех случаях здесь (и в пересчетах Михайловской) отношения $SiO_2 : Al_2O_3$ взяты для горизонта A_1 (или $A_0 + A_1$). Для горизонта B (или BC) будем иметь меньшие величины, так как во всех горнолесных почвах Кавказа (и Крыма) заметно, как уже было сказано выше, относительное накопление Al_2O_3 в нижних горизонтах почвы, а для SiO_2 — в горизонте A, аналогично северным подзолистым почвам, однако в значительно меньшей степени. Сравнение этих величин для наших примеров дает следующий ряд:

ТАБЛИЦА 11

Молекулярное отношение $Si_2O : Al_2O_3$ в горнолесных почвах

Материнская порода	Гранодиорит	Полевошпатовый песчаник	Порфирит	Глинистый сланец	Гранит	Глинистый сланец
№ разреза	—	62	180	45	144	41
Автор	Клопотовский	Завалишин	Михайловская	Ив. Герасимов	Коносов	Коносов
Горизонт $A_0 + A_1$, глубина см	0—3	10—15	2—6	0—5	0—10	0—7
$SiO_2 : Al_2O_3$	5.5	8.9	7.3	6.5	8.2	6.4
Горизонт B, глубина см	22—32	65—70	33—38	45—50	35—45	60—70
$SiO_2 : Al_2O_3$	5.6	7.8	7.3	5.6	7.8	5.0

Таким образом, соотношение между горизонтами A и B (элювиальным и иллювиальным), которое можно условно принять за меру оподзоленности для данных примеров горнолесных почв, говорит о сравнительно слабой дифференцировке профиля их в отношении минеральной массы. К сожалению, не имеется пока отдельных валовых анализов глинистых частиц этих же почв, которые могли бы выразить более точно природу глин и характер выветривания, а вместе с тем процесса почвообразования.

Можно было бы сослаться также на некоторые новые анализы минералогического состава тонких глинистых частиц, имеющиеся в литературе, например для бурых лесных почв Швейцарии (Geering), которые приводятся ниже.

Мы считаем вычисление коэффициента оподзоленности по сравнению валового состава горизонтов A и C (или вообще материнской породы)

[1] О. Н. Михайловская. О генезисе бурых лесных почв Закавказья, 1936.

(так называемый пересчет по Коссовичу) слишком условным, так как такой пересчет исходит из сомнительных допущений об однородности взятого образца породы и той, которая послужила материалом для данной почвы, и об отсутствии приноса вещества другими путями и из других исходных материалов, не говоря уже о том, что пересчет «по Коссовичу», т. е. принимая за неизменный окисл SiO_2, неправилен сам по себе в силу различной судьбы кремнезема кварца и силикатов. Вычисления с расчетом только на кварц, по Тамму и Роде, дают более правильное толкование валовых анализов, но не устраняют вышеуказанных сомнительных допущений.

Также и расчеты по Гаррасовицу, как в силу неполной сравнимости валовых и других анализов, так и по указанным выше причинам, могут помочь в выяснении природы почв и характера выветривания только в случаях резкого изменения состава сравниваемых горизонтов, например в случаях образования латеритных продуктов или сильного окварцевания в подзолах.

В приведенных выше примерах горнолесных почв Кавказа, кроме валового состава минеральной части, характерны величины кислотности измеряемой pH водных и солевых вытяжек, а также величины обменных (поглощенных) оснований. Кроме перегнойно-карбонатных почв, все эти почвы обладают устойчивой кислой реакцией во всех горизонтах, большей частью в пределах от 5.0 до 6.0, иногда меньше 5.0 (до 4.0) и больше 6.0 (до 6.5). Таким образом, величины pH здесь наблюдаются почти в тех же пределах, как и у северных подзолистых почв, по крайней мере в группах средне- и слабоподзолистых. В то же время горнолесные почвы отличаются сравнительно высокой емкостью поглощения не только в гумусовых горизонтах, но и в безгумусных. Эта величина емкости поглощения связывается отчасти в общем методе ее определения (по Гедройцу) с поглощенным водородом. Однако при раздельном определении кислотности, вызываемой диссоциацией кислот (т. е. по иону водорода) и действием обменного алюминия, приходится отнести кислотность (ненасыщенность) глин без гумуса именно на долю алюминия или гидрата его окисла, как действующего начала глины.

Характерно, что в горнолесных почвах количества обменного магния относительно велики и достигают величины половины и больше поглощенного кальция. С этим, возможно, связана устойчивость валового содержания магния во всем профиле почв.

Все это говорит о том, что общий тип почвообразования горнолесных почв Кавказа действительно складывается по типу бурых лесных почв, как типу умеренно-влажного и теплого климата, переходного между типами влажного холодного климата и влажного жаркого климата.

Вопрос этот был подвергнут нами обсуждению в статье о почвах Юго-Осетии (1931 г.) и после этого рассмотрен в специальной статье Михайловской (1936 г.) и частью в очерке почв Талыша — Завалишина, а также в ряде статей кавказских почвоведов (С. А. Захаров, А. С. Вознесенский и др.).

Новейшие работы западноевропейских почвоведов также внесли в этот вопрос существенные разъяснения. Тщательное и разностороннее изучение полных профилей лесных почв, образовавшихся на молассах средней Швейцарии, было произведено Герингом в лаборатории Вигнера.[1] Молассы — слоистые третичные отложения, пресноводные и морские, состоящие из глин, мергелей, песчаников, конгломератов и известняков, большею частью карбонатные. Разрезы почв взяты были на ровных местах в елово-пихтовых насаждениях, частью в буковых, на абс. высоте 500—700 м. Климат здесь сравнительно влажный и теплый: среднегодовые осадки около 1000—1400 мм, средняя температура года от 7 до 9°.

[1] J. Geering. Beitrag zur Kenntniss der Braunerdebildung auf Molasse im Schweizerischen Mittelland. 1936.

Валовые анализы показали во всех разрезах выщелоченность средних горизонтов почвы (A + B) от карбонатов, их кислую реакцию (pH от 4.5 до 6.5), небольшое относительное накопление SiO_2 в горизонте A и Al_2O_3 в горизонте B. Отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ во всей массе почвы большею частью (но не во всех разрезах) выше в горизонте A, чем в горизонтах A_2 и C, тогда как в коллоидных фракциях (частицы меньше микрона) оно остается постоянным, с колебанием от 3 до 4. Гидролитическая кислотность слабая.

Автор для сравнения с типичными подзолистыми почвами берет отношение $SiO_2 : R_2O_3$ и его изменение от горизонта A до C. Относительные величины такого изменения в лесных почвах на молассах Швейцарии очень малы (показатель = 1.0 или 1.1), тогда как для подзолистых почв этот же показатель (Profilcharakterzahl) колеблется от 2.5 до 4.9.

Рентгенографическое исследование тонких фракций показало присутствие в них глинных минералов из группы монтмориллонита — нонтронита, но в смеси с кварцем и другими минералами. Содержание частиц меньше 0.001 мм колеблется в пределах 19—49%.

Агрономические анализы показали недостаточное содержание в этих почвах легкорастворимых фосфатов (меньше 0.3 мг на 100 г почвы) и сравнительно высокое содержание K_2O. Содержание гумуса в горизонте A колеблется в пределах 7—9% (в одном случае до 14.2% и в песчаной почве на морских молассах 4.9%).

Все эти данные приводят автора к выводу, что лесные почвы на молассах Швейцарии надо отнести к типу бурых лесных почв (Braunerde).

W. Laatsch в книге Dynamik der deutschen Acker- und Waldböden (1938), исходя из современных представлений о выветривании первичных минералов (преимущественно полевых шпатов) и об образовании глин, дает следующее толкование генезиса и строения главных типов почв Германии: черноземных (на лёссах), бурых лесных (на разных породах) и подзолистых. По этому толкованию в степных черноземных почвах выветривание силикатов и глинообразование задерживается вследствие действия двувалентных катионов, и возникают глины типа монтмориллонита (байделита), наряду с накоплением на поверхности почвы «истинного» гумуса, благодаря сухости климата и длительности холодного периода. В бурых лесных почвах при большем увлажнении (и может быть большем количестве тепла), а потому большем выщелачивании оснований при гидролизе силикатов, глинообразование усиливается, но гумус накопляется меньше и дает другие формы, чем в черноземе. Однако кислотность почвы невелика, и разрушение глин не происходит или идет слабо. При этом почвы окрашиваются постоянно в бурый цвет, благодаря образованию свободной гидроокиси железа, облекающей тонкой оболочкой частицы кварца и других минералов (а также благодаря образованию железистых минералов — нонтронита и др.). Подобно тропическим и субтропическим почвам, разложение алюмо-силикатов дает глины с преобладанием каолинита и аналогичных ему минералов с низким отношением $SiO_2 : R_2O_3$, но лишь в стадиях, близких к красноземам.

В подзолистых почвах, по мнению Laatsch, глинообразование прекращается вследствие кислой реакции (ниже pH 4), продукты разложения

выносятся в состоянии гуматных золей или частично задерживаются в горизонте В при насыщении гумусовых кислот или выпадении Al или Fe-золей под действием перемены заряда их. Образующиеся глинистые частицы составляют незначительную часть общей грубодисперсной массы почвы и представляют большей частью коалинит или слюды.

В южной части Западной Европы почвы носят переходный характер от подзолистых и бурых лесных к красноземам. Так, по описанию Гесснера,[1] на южных склонах Альп в долине Тессина (между Bellinzona и Lago Magiore) бурые лесные почвы отличаются уже сильным выносом кремнезема и заметным накоплением полуторных окислов. По предложению Пальмана, эти почвы выделяются в особую группу «insubrische Braunerde», соответственно особенной климатической области этой части Швейцарии.

Итальянские исследования[2] указывают на типичные желтоземы в области Friaul и других, где выпадает до 1500 мм осадков при средней годовой температуре от 10 до 12°. Профиль их состоит из верхнего буро-желтого горизонта в 5—10 см и лежащего под ним желто-красноватого в 20—50 см, который постепенно переходит в материнскую породу. Карбонаты выпесены совсем, почва кислая, отношение $Al_2O_3 : Fe_2O_3 = 2 : 1$. Встречаются, смотря по материнской породе, экспозиции склонов и высоте места, различные переходы к красноземам и к бурым лесным почвам. Последние на высоких местах имеют уже темные гумусовые горизонты. Желтозем Карнии (terra gialla) содержит: SiO_2 — 48.5, Al_2O_3 — 22.2, Fe_2O_3 — 7.9%. Бурые лесные почвы встречаются в Италии на силикатных породах на высотах от 300 до 1000 м, а на карбонатных только выше 1000 м. Черные почвы типа рендзин также встречаются там, где более прохладный климат способствует накоплению гумуса. В нижней зоне чаще встречаются почвы типа terra rossa. Они содержат в Средней Италии: SiO_2 от 30.7 до 42.6, Al_2O_3 от 16.4 до 23.0 и Fe_2O_3 от 6.8 до 7.6%, мало щелочей.

Особо выделяются почвы с железистыми конкрециями (Ferreto) на молодых наносах.

Положение бурых лесных почв в общем ряду главных генетических типов почв остается недостаточно ясным и возбуждает споры. Многие исследователи отказываются видеть в этих почвах самостоятельный тип и причисляют их к слабоподзолистым (или скрыто подзолистым) почвам, связанным с начальными стадиями почвообразования в условиях горного рельефа или же на щелочных карбонатных и других породах (Глинка, Stebutt и другие).

В более широком толковании такой взгляд приводит к тому, что тип подзола, в разных его стадиях и формах, считается общим для лесных почв всех зон, в том числе и тропической (Гедройц, Ковда). Такое крайнее толкование опирается на то, что теория биоклиматических почвенных зон возникла, главным образом, из противопоставления северной лесной зоны с преобладанием подзолистых почв и зон степных черноземных и внечерноземных, а также зоны пустынь. Различия почв этих зон настолько резки в своих крайних подтипах и настолько общеизвестны, что не вызывают сомнений и прочно утвердились в классификации почв.

[1] H. Gessner. Der Boden des untersten Tessintales. Schweiz. landw. Mh. H. 9, 1931.

[2] A. Comel. Le terre gialle del Friaul. Estr. Bull. Soc. geol. Ital., 52, f. 2, 1933. См. также ряд других статей этого автора, указанных в новом сводном очерке Бланка (E. Blanck. Handbuch der Bodenlehre. Erster Ergänzungsband, 1939).

Лесные почвы тропиков и субтропиков до сих пор гораздо менее изучены и поэтому дают повод для различных толкований. Достаточно было, например, показать их «ненасыщенность», чтобы сблизить их с типом подзолистых почв (Гедройц), хотя скоро было разъяснено, что природа кислотности красноземов другая, чем у подзолов.

Но так как бурые лесные почвы оказались также «ненасыщенными» и притом большею частью с внешними признаками «оподзоленности», то тип Раманна «Braunerde» до сих пор не получил общего признания и понимания. Некоторые классификаторы избегают употреблять этот термин еще потому, что его смешивают с названием бурых почв сухих степей, хотя еще на II Международном конгрессе почвоведов (1930 г.) было принято, во избежание такого смешения, термин «Braunerde» Раманна заменить названием «бурые лесные почвы» и не употреблять названия «буроземы».

В настоящее время, как видно из изложенного выше, можно считать установленным, что:

1) бурые лесные почвы пользуются большим распространением в странах тепло-умеренного климата не только на карбонатных породах или в виде молодых «незрелых» стадий почвообразования на горных склонах;

2) бурые лесные почвы несут признаки, отличающие их от типичных северных подзолистых почв в характере их органической и минеральной массы: значительная биологическая аккумуляция оснований из быстро разлагающейся лесной подстилки, закрепление их в глинных минералах (K и Mg), связанная с этим слабая кислотность гумусового горизонта, преобладание в нижних горизонтах ненасыщенности минеральной природы без явлений разложения или растворения глинистых элементов, а потому наличие сохранности и накопления глины («оглинивание») и сравнительно высокой емкости поглощения;

3) все эти признаки служат достаточным основанием для того, чтобы видеть в бурых лесных почвах тип, связанный с общими биоклиматическими условиями и представляющий первую ступень перехода к почвообразованию влажных субтропических и тропических областей, преимущественно под лиственными лесами.

Однако надо принять во внимание, что вместе с влиянием биоклиматических факторов зонального (солярного) порядка, указанные характерные признаки связаны также с литологическими факторами, вызывающими образование сходных почв в зоне северных хвойных или смешанных лесов, затем, что не все горнолесные почвы Кавказа и других горных областей несут указанные признаки перехода к южным типам выветривания и почвообразования. Следует учесть также еще недостаточную изученность природы тонких глинистых частиц и глинных минералов, а также и состава гумуса бурых лесных почв.

Поэтому пока нет достаточных оснований все горнолесные почвы Кавказа (а также Крыма и других южных горных областей) объединять под одним названием бурые лесные почвы и следует выделить из них ряд переходных подтипов и видов.

Таким образом, получается следующее подразделение горнолесных почв:

1. Горнолесные слабо- и среднеподзолистые почвы на различных плотных породах и на продуктах их выветривания в лесах, преимущественно хвойных северных областей (на Кавказе могут быть в верхней лесной зоне).

2. Горнолесные неоподзоленные, на щелочных (некарбонатных) породах — аналоги бурых лесных почв южных теплоумеренных областей.

3. Горнолесные ненасыщенные, но слабо оподзоленные почвы типа бурых лесных на различных некарбонатных породах (большая часть кавказских горнолесных почв) и на глубоком глинистом элювии различных осадочных пород под широколиственными лесами.

4. Горнолесные оподзоленные почвы наиболее влажных местообитаний лиственных лесов (на низких террасах Талыша и Черноморского побережья), так называемые желтоподзолистые.

5. Горнолесные остаточно-карбонатные почвы различного профиля на карбонатных породах (известняках, мергелях, вулканогенных туфах и др.), называемые перегнойно-карбонатными почвами или рендзинами.

6. Горнолесные почвы, реградированные после уничтожения леса, перешедшие в стадию дерновых почв или измененные культурой, большей частью имеющие темный дерновый гумусовый горизонт.

Практическая, лесоводственная и агрономическая оценка качества всех указанных разновидностей и групп горнолесных почв определяется, главным образом, характером профиля их (мощностью и устойчивостью против денудации) и литологическим составом, а с другой стороны, режимом увлажнения (см. выше подразделения С. Я. Соколова).

Градации в отношении усвояемых элементов (азота, фосфатов, калия и др.) могут быть различны, но в силу постоянного возобновления запасов их при выветривании коренных пород и при сильном разложении растительного отпада в лесах, а также при значительной буферности этих почв против выщелачивания, горнолесные почвы принадлежат к сравнительно богатым почвам и высокой производительности.

Academician L. I. PRASSOLOV

MOUNTAIN FOREST SOILS OF CAUCASUS

Summary

The mountain forest soils of Caucasus are in many instances related to the type of brown forest soils, that Ramann called «Braunerde». These soils are found in regions with a warm or temperate climate and differ from the northern podzolic forest soils as to properties of their organic and mineral parts. Their characteristic features are: a considerable biological accumulation of substances and their fixation in the clay minerals, a low acidity degree of the humus horizon, presence of acidity of mineral origin without decomposition or solution of clay in the lower horizons and as result of this—an integrity of the clay elements and a relatively high absorption capacity.

All above mentioned allows to consider the brown forest soils as a transition type to the soil types of subtropical and tropical regions (allitic soils).

But the mountain forest soils may be grouped in the following transitional subgroups: 1) characteristic non-podzolized brown soils transitional to the types of southern regions; 2) slightly podzolic soils on heavy rocks rich in bases or in products of their weathering; 3) podzolized soils (yellow podzolic) of deciduous forests overlying non-carbonatic rocks of the humid regions of Caucasus; 4) soddy (turf) soils — secondary regraded or cultivated after the deforestation.

As to their composition and the considerable puffer capacity the brown forest soil and their varieties belong to highly productive soil types.

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

1947. ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА ИМЕНИ В. В. ДОКУЧАЕВА. Том XXV

Посвящается
славному юбилею 70-летия
дорогого учителя
академика Л. И. Прасолова

Г. М. ПОНОМАРЕВ и И. Н. АНТИПОВ-КАРАТАЕВ

ПОЧВЫ СТЕПНЫХ ТИПОВ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ, РАЗВИТЫЕ НА ИЗВЕРЖЕННЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОДАХ (ОПЫТ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОБРАБОТКИ АНАЛИТИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ)

I

К почвам пустынно-степного и степного типов почвообразования относятся, как известно, сероземы, бурые, каштановые почвы, черноземы. Опубликован большой ряд данных по характеристике этих почв, развитых на кластических породах различного состава и генезиса. Но данных по исследованию таких почв, образовавшихся на элювии кристаллических пород, имеется мало. Между тем, подробный аналитический материал для последних, несомненно, позволил бы сделать ряд существенных дополнений и уточнений к имеющимся представлениям о генезисе почв пустынно-степных и степных типов.

В отношении органического вещества и соотношения его компонентов перечисленные почвы существенной качественной разницы, согласно последним исследованиям (Тюрин), не показывают. Количественные колебания, конечно, велики, и эти различия существенны в качестве классификационных признаков.

В отношении же минеральной массы, повидимому, возможно установить и качественные и количественные различия в ряду этих почв. Мы поставили исследования нескольких представителей почв сероземного, каштанового, черноземного типов почвообразования, развитых на кристаллических породах.

Разрез темного серозема [1] описан и образцы взяты А. Н. Розановым в бассейне р. Чу, по ее притоку р. М. Кебин, где хребты сложены изверженными породами и сланцами. Разрез (№ 6) сделан на отдельной возвышенности в плакорных условиях. Материнская порода — элювий гранитного порфира.

[1] Понятие «темный серозем» применяется в смысле С. С. Неуструева.

ТАБ

Данные валового химического анализа почвообра

Породы	Потери от прока-ливания	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	P_2O_5	TiO_2	MnO	CaO	MgO	K_2O
I. Сероземн. почвы										
1. Гранитовый порфир	0.31	66.08	15.74	5.18	0.48	0.31	0.44	1.70	1.61	6.02
II. Светло-каштан. почвы										
2. Кварцевый порфир	0.32	77.82	9.59	2.39	0.02	0.11	0.19	0.50	0.20	7.32
3. Гранит	1.08	75.36	14.08	2.59	0.03	0.04	0.21	0.80	0.72	3.25
4. Кварцевый порфирит	0.90	64.92	17.10	4.51	0.19	0.35	сл.	4.80	2.37	1.60
III. Черноземы										
5. Гранит (Урал) .	0.39	73.04	12.04	2.62	0.04	0.68	0.47	1.20	0.72	6.16
6. Порфирит (Крым)	1.06	69.40	12.99	5.79	0.35	0.65	0.31	2.40	1.27	1.71

Поверхность почвы хорошо задернована, покрыта *Poa bulbosa*, *Bromus*, *Artemisia maritima*. В однообразном по окраске сером с буроватым оттенком почвенном профиле с глубины 10—15 см намечается дифференциация по бо́льшему выделению карбонатных пятен, примазок. Почва вскипает от кислоты с поверхности. С глубины 50 см, крупные куски выветрелой породы. Содержание органического вещества с поверхности достаточно значительное (до 4%). Процесс образования описываемых почв в Южном Казахстане протекает, хотя и в условиях пустынных степей, но при сравнительно повышенном увлажнении и значительном количестве тепла (осадков годовых до 390 мм, из них до 190 мм выпадает весной, около 90 мм летом; средняя годовая температура 9.6°С, средняя температура лета 22.1°, средняя температура зимы 4.1°), правда, при низких величинах относительной влажности воздуха (около 40—45% летом, при суховеях ниже 20—15%).

Образцы светлокаштановых почв взяты и разрезы описаны почвоведом Н. П. Беловым в центральной части Казахской складчатой страны, где, как известно, равнинный рельеф (фон) нарушается невысокими грядами, сложенными, в частности, кристаллическими породами. Исследованию подверглись два полных разреза светлокаштановых почв: один (разрез № 138), развитый на элювии кварцевого порфира; другой — на элювии гранита (разр. № 144), взятые в районах станций: Джаксы и Сары-Су. Кроме того, исследованы элювий порфирита и порода (см. № 145).

Почвы с поверхности не вскипают от кислоты.

Сплошное вскипание начинается с глубины 35—50 см. Карбонатные выделения морфологически наблюдаются с глубины 40—50 см в виде наростов и скоплений на щебенке. Количество перегноя в верхних слоях почвы не более 3.0%.

Количество осадков в районе небольшое: в отдельные годы 100—160 мм. Средняя максимальная температура лета достигает 40° С.

ЛИЦА 1

зующих твердых кристаллических пород в %

Na_2O	SO_3	Сумма	Магматическая формула	Коэффициент кислотности «	$R_2O : RO$	Примечание
3.03	0.32	100.62	$0.86 \cdot RO \cdot R_2O_3 \cdot 5.69\, SiO_2$	2.95	2.1 : 1	Кислая порода, магма щелочная
1.45	0.41	100.32	$RO \cdot R_2O_3 \cdot 11.5\, SiO_2$	5.8	9.2 : 1	Кислая порода, магма щелочная
2.27	0.32	99.75	$0.72\, RO \cdot R_2O_3 \cdot 8.7\, SiO_2$	3.6	2.6 : 1	Кислая порода, магма щелочная
2.60	Не опр.	99.64	$1.02\, RO \cdot R_2O_3 \cdot 5.5\, SiO_2$	2.7	1 : 2.4	Кислая порода (ближе к средней), магма щелочноземельная
2.16	—	99.52	$0.99\, RO \cdot R_2O_3 \cdot 8.6\, SiO_2$	4.3	2.6 : 1	Кислая порода, магма щелочная
1.61	—	99.51	$0.57\, RO \cdot R_2O_3 \cdot 6{,}0\, SiO_2$	3.7	1 : 1.6	Кислая порода, магма промежуточная

Черноземы описаны и взяты образцы из двух разрезов: одного (разр. № 102), относящегося к обыкновенному (среднему) чернозему, развитому на элювии гранита в Челябинском Зауралье; другого (разр. № 38), относящегося к предгорным слабовыщелоченным черноземам Крымской лесостепи, развитого на элювии порфиритов Карадага (Коктебель).

Разрез № 102 взят в 1936 г. в районе пос. Парижского Челябинской области в пределах абразионно-эрозионной платформы. Высота 220—400 м над уровнем моря. Средняя температура лета 15—16° С. Сумма осадков 280—300 мм. Черноземы развиты на современном элювии различных плотных коренных пород. Они большею частью занимают верхние части возвышенностей. При этом толща элювия обычно не велика и редко превышает 1 м. По механическому составу черноземные почвы часто хрящеваты. Содержание перегноя значительно: до 10—12 % в верхних горизонтах. Вскипание от кислоты уже с глубины порядка 20—30 см. Карбонатность почвенного профиля значительна: до 8 % в средних слоях, до 16 % в нижних.

Разрез (№ 38) выщелоченного чернозема на порфирите Карадага принадлежит И. П. Антипову-Каратаеву. Карадагский древневулканический район является участком лесостепи. В травостое видное место занимает ковыль. Климат переходный между морским и континентальным. Почвенный разрез заложен на ровной площадке Карадагского горного массива. В профиле почвы до плотной породы вскипания от кислоты не обнаружено. Содержание перегноя до 10%. Степень выщелоченности почвы не достигает проявления заметной обменной кислотности.

Минералогический анализ материнских пород показал следующий их состав:

Для сероземов: гранитный порфир. По описанию шлифа порода состоит из зерен кварца, калиевых полевых шпатов, роговой об-

ТАБ

Данные валового анализа темного серозема, светлокаштановой почвы

Почва, разрез	Глубина в см	В % от сухой массы				В % от про		
		гумус	CO_2 карбонатов	гигроскопическая вода	потеря при прокаливании	SiO_2	SO_4	Al_2O_3
I. Темный серозем на элю								
Разрез № 6 (А. Н. Розанов)	0—10	4.01	0.62	2.49	8.00	66.83	0.63	16.15
	15—20	2.45	4.47	2.14	7.22	61.74	0.61	15.41
	30—40	1.51	5.53	2.04	7.58	60.37	0.58	15.53
	50—60	0.83	4.60	1.97	6.21	62.39	0.75	15.81
	Порода	—	—	0.24	0.31	66.00	0.32	15.70
II. Светлокаштановая почва								
Разрез № 144 (Н. П. Белов)	0—7	2.64	—	2.33	5.67	69.20	0.31	16.39
	15—25	1.78	—	3.42	5.32	67.54	0.52	20.27
	Порода	—	—	0.46	1.08	75.50	0.32	14.28
III. Обыкновенный (средний) чер								
Разрез № 102	5—10	8.46	—	4.24	14.11	69.07	0.68	14.73
	15—20	6.71	3.54	3.72	11.78	65.35	0.53	15.41
	30—40	5.18	7.33	2.51	7.98	59.93	0.26	11.78
	70—80	—	не опр.	0.27	0.65	74.00	0.27	13.00
	Порода	—	—	0.14	0.39	73.64	—	12.24

[1] При вычислении RO вычиталось эквивалентное P_2O_5 и CO_2 количество CaO.

манки, слюды. Содержит циркон, эпидот, цоизит, пироксен, рутил, анатаз.

Для светлокаштановых почв: гранит, кварцевый порфир и кварцевый порфирит.

По описанию шлифа кварцевый порфир состоит в основной массе из кварца, порфировых выделений, состоящих из кристалликов кварца, микроклина и кислого плагиоклаза; в породе встречена гидроокись железа. Структура породы — порфировая.

Гранит, согласно описанному шлифу, состоит из полевых шпатов: ортоклаза, альбита, олигоклаза, кварца, слюды (мусковита), единичных зерен гематита.

Кварцевый порфирит состоит в основной массе из кварца, полевого шпата и раскристаллизованного стекла, образующего радиально-

ЛИЦА 2

и чернозема, развитых на элювии гранита (и гранитового порфира)

каленной массы											
Fe_2O_3	P_2O_5	TiO_2	MnO	CaO общ. / силик.	MgO	K_2O	Na_2O	Сумма	SiO_2 / R_2O_3	$R_2O : RO^1$
вии гранитового порфира										
6.00	0.24	0.25	0.12	13.44 / 2.65	2.46	2.15	1.40	99.67	5.63	1 : 2.3
5.71	0.23	0.32	0.12	9.49 / 3.81	2.74	1.62	2.02	100.02	5.45	1 , 3.1
5.32	0.23	0.32	0.13	10.83 / 4.81	2.41	1.66	2.60	99.98	5.37	1 : 3.4
5.25	0.18	0.28	0.15	8.42 / 2.58	2.56	1.64	2.58	100.01	5.49	1 : 1.8
5.15	0.48	0.31	0.44	1.70	1.01	6.00	3.00	100.38	5.69	1.1 : 1
на элювии гранита										
4.77	0.16	0.26	0.45	1.19	1.39	3.60	2.30	100.02	5.85	1.4 : 1
4.81	0.19	0.24	0.32	0.77	1.67	2.44	1.22	99.99	4.82	1.0 : 1.2
2.59	0.03	0.04	0.21	0.80	0.72	3.25	2.27	100.01	8.70	2.6 : 1
нозем на элювии гранита										
3.86	0.21	0.60	сл.	4.37	2.19	2.28	1.92	99.92	6.90	1.7 : 1
3.74	0.20	0.53	0.41	7.99 / 3.50	1.45	2.27	1.89	99.77	5.78	1 : 1.7
5.33	0.19	0.62	0.43	14.46 / 5.15	2.95	2.25	1.83	100.03	6.39	1 : 3.0
2.62	0.18	0.55	0.39	2.20	1.81	1.88	3.10	100.00	8.24	1 : 1.2
2.63	0.04	0.68	0.47	1.22	0.72	6.18	2.18	99.60	8.60	2.6 : 1.0

лучистые агрегаты и сферолитики. Порфировые выделения представлены плагиоклазом и ортоклазом. В породе встречены гематит, роговая обманка, циркон, сфен, апатит.

Для черноземов: гранит (Урал) и порфирит (Крым).

Гранит, по описанию шлифа, состоит из микроклина, кислого плагиоклаза, кварца, единичных листочков мусковита.

Порфирит состоит из плагиоклаза, кварца, очень небольшого количества раскристаллизованного стекла, эпидота. Порфировые выделения представлены полевыми шпатами (плагиоклазом, ортоклазом), кварцем.

Академик Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [1], в свое время тщательно изучавший петро-

[1] Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Е. Н. Дьяконова-Савельева. Вулканическая группа Карадага в Крыму. Труды Петрографического института Академии Наук СССР, 1933.

графию Карадага, объединял эти породы в группу кератофиритов. Характерным отличием их он считал высокое содержание SiO_2 и преобладание щелочноземельных элементов над щелочами.

Согласно данным валовых анализов и их обработке по методу Ф. Ю. Левинсон-Лессинга,[1] представленным в табл. 1, почвообразующие твердые породы под №№ 1, 3 и 5 вполне сравнимы между собой, т. е. в каждом типе почв имеется по одной породе (гранитовый порфир, гранит), относящиеся к кислому типу пород с щелочной магмой; для светлокаштановых почв интересны еще два примера кислых пород, но отличающихся типом магмы: одна порода — кварцевый порфир (№ 2) с высокой щелочностью ($R_2O : RO = 9.2 : 1$), другая — кварцевый порфирит (№ 4) — щелочноземельная ($R_2O : RO = 1 : 2.4$); близко к последней стоит для черноземов порфирит (№ 6 — Крым). Таким образом, подбор пород для наших сравнительно-генетических целей нужно считать, повидимому, удачным.

Продолжим обработку данных валового химического анализа (образцов < 1 мм) сначала для трех почв, развитых на одинаковых породах. В табл. 2 эти результаты приводятся вместе с данными для пород (для сравнения).

Из полученных результатов видно, что в процессе выветривания кристаллических пород и почвообразования во всех случаях молекулярное число для SiO_2 остается соответствующим кислой породе. Что касается щелочности минеральной массы, то, согласно молекулярному отношению $R_2O : RO$, она, как и следовало ожидать, во всех случаях из щелочной переходит в щелочноземельную и лишь в верхних горизонтах последних двух почв, повидимому, под влиянием биологической аккумуляции, сохраняется слабая степень щелочности. При этом значительная часть щелочноземельных элементов (в основном Ca) представлена не в форме силикатных соединений, а в виде карбонатов, распределенных по всему профилю сероземной почвы, фиксированных в нижних горизонтах черноземной (и каштановой) почвы. В связи с относительно большим выносом SiO_2 и Al_2O_3 происходит накопление RO. Других заключений из произведенной обработки материала вывести невозможно.

Мы попытались составить баланс отдельных окислов в пределах всего почвенного профиля над плотной породой, сделав два допущения: 1) что вся минеральная масса почвы представляет элювий ниже лежащей кристаллической породы и 2) в этом элювии окислом—«свидетелем» (т. е. неподвижным, не вынесенным) остается окись железа. Последнее допущение вероятно соответствует действительности: судя по величинам pH водных суспензий (табл. 3), как породы, так и нижние горизонты почв не показывают особо низких значений pH, при которых могли бы образовываться молекулярные растворы соединений железа, в виде которых мог бы выноситься этот элемент в процессе выветривания и почвообразования.

При балансовых расчетах окислов совершенно необходимы данные объемных весов, которые, к сожалению, не были определены. Мы воспользовались соответствующими данными из книги А. Ф. Лебедева и Е. Е. Бауковой[2] и, учтя механический состав наших почв, приняли следующие величины объемных весов для их горизонтов (табл. 4).

В целях сокращения текста настоящей статьи, мы опускаем ход вычислений и приводим лишь окончательные результаты (табл. 5, стр. 36).

[1] В. П. Петров. Петрография. В книге: Спутник геохимика и минералога. Изд. Акад. Наук, СССР, М.—Л., 1937.

[2] Проф. Лебедев и Е. Е. Баукова. Физическая характеристика почвенного профиля. Труды Института агропочвоведения ВАСХНИЛ, 1930.

ТАБЛИЦА 3

pH водных суспензий исследованных почв и пород (Определения сделаны стеклянным электродом)

Почва	Горизонт в см	pH
Разр. № 6, темный серозем	0—10	8.5
	15—25	8.5
	30—40	8.5
	порода	8.9
Разр. № 144, светлокаштановая почва	0—7	7.45
	15—25	7.78
	порода	8.72
Разр. № 102, обыкновенный чернозем	5—10	7.40
	15—20	8.38
	30—40	8.52
	70—80	8.52
	порода	8.52

ТАБЛИЦА 4

Объемные веса (условные, усредненные) горизонтов исследованных почв

Почва	Горизонт в см	Объемный вес	Почва	Горизонт в см	Объемный вес
Разр. № 6	0—10	1.20	Разр. № 102	0—5	1.05
	10—15	1.25		5—10	1.05
	15—20	1.30		10—15	1.10
	20—30	1.30		15—20	1.20
	30—40	1.35		20—30	1.25
	40—50	1.35		30—40	1.30
	50—60	1.40		40—70	1.35
Разр. № 144	0—7	1.20		70—80	1.40
	7—15	1.25			
	15—25	1.30			

Из приведенных в табл. 5 данных можно сделать несколько основных заключений.

Наиболее сильно выражены процессы выветривания и почвообразования в профиле черноземной почвы, затем почти одинаково в профиле темного серозема и затем светлокаштановой почвы. Подтверждение этого заключается не столько в общей убыли из массы породы щелочных элементов и отщеплении и выносе кремнезема в результате процессов (главным образом) гидролиза, а сколько в более глубокой трансформации силикатов, в результате чего освобождаются в больших масштабах щелочноземельные элементы, которые под влиянием мощных процессов биологического продуцирования углекислоты превращаются в карбонаты (Ca) и входят в состав вторичных минералов (Mg). Окарбоначивание кальция настолько велико, что в обеих почвах больше половины из общего количества этого элемента в почвенной массе представлено в виде карбоната. Правда, при принятом нами способе балансирования окислов (при окисле — свидетеле Fe_2O_3) оказывается, что и Ca и Mg не только

ТАБЛИЦА 5

Баланс неорганических соединений (окислов) почвенного профиля сечением 1 дм² (расчеты на прокаленную массу)
в г на колонку сечением 1 дм² почвы и эквивалентное количество породы

Наименование	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2	TiO_2	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
I. Темный серозем на элювии гранитового порфира (№ 6)									
Почва, 0—60 см	434.00	1 237.25	4 916.15	23.35	10.30	669.30 общ. 283.60 сил.	198.80	137.20	176.70
Порода	434.00	1 323.85	5 555.25	26.20	33.90	143.40 +525.90 общ.	85.20	505.90	252.95
Разность в г	0.0	—86.60	—649.40	— 2.85	—23.60	+140.20 сил. +366.7 общ.	+113.60	—368.70	—76.25
Разность в %	0.0	— 6.59	— 11.70	—10.90	—69.90	+97.8 сил.	+133.3	— 72.8	—30.10
II. Светлокаштановая почва на элювии гранита (№ 144)									
Почва, 0—25 см	150.45	583.40	2 143.00	—	11.90	28.4	48.65	92.20	52.80
Порода	150.45	828.40	4 379.30	—	12.60	46.4	40.30	188.60	131.70
Разность в г	0.0	—245.0	—2 236.30	—	—0.70	—18.0	+ 8.35	—96.40	—78.90
Разность в %	0.0	— 29.5	—51.1	—	—5.6	—38.8	+20.70	—51.1	—60.0
III. Обыкновенный (средний) чернозем на элювии гранита (№ 102)									
Почва, 0—80 см	405.10	1 336.85	6 796.95	52.75	34.15	824.10 общ. 387.60 сил.	229.30	217.25	232.00
Порода	405.10	1 410.25	11 418.95	100.50	20.70	187.90 +636.20 общ.	110.70	951.90	335.75
Разность в г	0.0	—73.40	—4 622.0	—47.75	+13.45	+199.70 сил. +338.6 общ.	+118.60	—734.65	—103.75
Разность в %	0.0	— 5.2	—40.4	—47.5	+65.00	+106.3 сил.	+107.1	— 77.2	— 30.90

не убывают из почвенного профиля, но откуда-то прибавляются в количествах, 2—4 раза превышающих расчетные величины по содержанию их в породе. Этот факт не может найти пока однозначного объяснения. Наиболее вероятным, повидимому, является допущение о том, что современная почвенная масса представляет не всю элювиальную толщу над плотной породой, а лишь ту ее часть, которая была наиболее иллювирована карбонатами; что касается более обедненных щелочноземельными элементами самых верхних частей рыхлой массы, то они, по всей вероятности, эродированы. Вероятен, однако, и процесс аллохтонного накопления карбонатов кальция (и магния) за счет топографически вышележащих элювиальных толщ. Менее вероятным является предположение о том, что элювий мог образоваться из другой более богатой щелочноземельными элементами породы, чему противоречит факт близости минералогического состава почвы и породы (см. ниже). «Закреплению» Ca и Mg в почвенном профиле несомненно способствуют биологические процессы,[1] но ими в данном случае картина не может быть разъяснена полностью.

Из данных валовых химических анализов других более широких заключений делать повидимому невозможно.

ТАБЛИЦА 6

Гранулометрический состав почв в % на бескарбонатную массу (Диспергирование насыщением литием после удаления обменных оснований обработкой 0.02 *n* HCl)

Горизонты в см	% фракций в мм. 1—0.25	0.25—0.05	0.05—0.02	0.02—0.005	0.005—0.002	0.002—0.0002	< 0.0002
I. Темный серозем на элювии гранитового порфира (№ 6)							
0—10	2.9	15.2	28.1	26.2	10.2	10.5	6.9
15—20	1.2	15.1	27.6	24.4	7.9	12.4	11.4
30—40	1.2	14.6	27.0	24.0	7.8	13.5	11.9
50—60	1.1	13.6	27.9	25.8	9.8	11.5	10.3
II. Светлокаштановая почва на элювии гранита (№ 144)							
0—7	30.8	13.9	17.2	18.7	4.8	5.6	9.0
15—25	28.5	7.2	14.0	9.8	7.5	12.7	20.3
III. Обыкновенный (средний) чернозем на элювии гранита (№ 102)							
5—10	32.5	27.1	8.9	9.9	2.8	5.1	13.7
15—20	30.4	28.9	9.5	9.3	3.0	5.6	13.3
30—40	24.7	31.7	5.1	9.6	1.6	6.3	21.0
70—80	65.2	22.3	4.2	2.7	1.0	3.3	1.3

Для решения вопроса о сути химических превращений минералов, составляющих породу, имеющихся данных, конечно, недостаточно. Наиболее фундаментальный материал должны представлять полные количественные минералогические анализы выделенных из почвы гранулометрических фракций. Для этого необходимо развивать работы по приме-

[1] О преимущественном преобладании в составе золы степных растений Ca см. ряд авторов, в том числе обзор В. А. Ковда. Биологические циклы движения и накопления солей. Почвоведение 4—5, 1944.

нению количественных методов петрографического анализа всех крупных ($>2\ \mu$) фракций и рентгено-минералогического анализа предколлоидных (2—0.2 μ) и коллоидных ($<0.2\ \mu$) фракций почв. Это совершенно необходимое для почвенно-генетических целей направление исследований не обладает пока полнотой методов анализа.

В данной работе мы вынуждены пользоваться лишь полуколичественными и качественными, и то неполными материалами. Так как гранулометрический анализ является неотъемлемой частью этих исследований, сначала приведем данные механического анализа наших почв (табл. 6). Пользуясь данными табл. 6 и значениями объемных весов, приведенными в табл. 4, мы попытались вычислить общее количество в почвенном профиле вторичных—глинистых минералов, представленных во фракциях 2—0.2 μ и $<0.2\ \mu$, а также продуктов распада породы на первичные минералы, представленные в крупных фракциях ($>2\ \mu$), наконец, количество $CaCO_3$ по данным химического анализа (по табл. 5). Полученные результаты представлены в табл. 7.

Как видно из данных табл. 7, как в темном сероземе, так и в черноземе 25—34% почвенной массы представлено вторичными минералами (глинистыми и карбонатами). Этот факт свидетельствует о достаточно энергичном процессе глинообразования в процессе выветривания и почвообразования. И по этим материалам светлокаштановая почва в данном случае несколько уступает упомянутым почвам, представляя как бы более молодую стадию по абсолютному возрасту. Группа первичных минералов, составляющая около 65—80% почвенной массы, качественно также не представляет чистых первичных минералов, как это можно судить по минералогическому анализу фракции 1—0.02 мм[1] (табл. 8).

ТАБЛИЦА 7

Содержание первичных и вторичных минералов в почвенном профиле исследованных почв

Почва	Глубина в см	В г на колонку сечением 1 дм²			В % от общей массы		
		первичные минералы	вторичные глинистые минералы	карбонат кальция	первичные минералы	вторичные глинистые минералы	карбонаты
Темный серозем (№ 6) . . .	0—60	4 838.7	1 747.5	688.8	66.5	24.0	9.5
Светлокаштановая почва (№ 144)	0—25	2 551.0	539.0	нет	81.2	18.8	нет
Обыкновенный (средний) чернозем (№ 102)	0—80	7 652.4	1 767.6	780.0	75.0	17.3	7.7

Таким образом, если допустить, что во фракции 0.02—0.002 мм мы имеем такое же соотношение минералов, то в составе первичных минералов окажется фракция глубоко затронутых выветриванием минералов («гли-

[1] Пересчет на весовые проценты сделан без учета удельных весов отдельных групп минералов, что являлось затруднительным из-за выветрелости в той или иной степени минералов.

ТАБЛИЦА 8

Минералогический состав фракции 1—0.02 мм в пересчете в г на колонку сечением в 1 дм²

	Глубина в см	Кварц	Полевые шпаты	Слюда бесцветная	Глинистые агрегаты (первичные минералы, покрытые продуктами распада)	Гематит и другие «гидроокислы железа»	Роговая обманка	Эпидот	Циркон	Цоизит	Другие минералы (апатит, сфен, тремолит, турмалин и др.)	Сумма первичных минералов во фракции 1—0.02 мм
I. Темный серозем на гранитовом порфире (№ 6)												
Почва	0—60	860	592	40	120	337	90	33	54	33	105	2 264
В % от всей фракции первичных минералов (1—0.002 мм) .	—	15	11	1	3	6	1.5	0.5	1.0	0.5	1.5	41
II. Светлокаштановая почва на элювии гранита (№ 144)												
Почва	0—25	295	103	165	397	405	32	6	16	20	20	1 459
В % от всей фракции первичных минералов (1—0.002 мм) .	—	12	4	6	15	15	1.5	0.5	4	1.0	1	57
III. Обыкновенный (средний) чернозем на элювии гранита (№ 102)												
Почва	0—80	2 048	495	125	1 870	2166	115	64	57	29	100	7 069
В % от всей фракции первичных минералов (1—0.002 мм) .	—	23	6.5	1.5	25	29	1.0	1	0.5	0.5	2	90

нистые агрегаты») в значительных количествах, до 15% в темном сероземе, до 25% в светлокаштановой почве, до 26—30% в обыкновенном черноземе. Примерно такие же количества гематита + «гидроокислов железа». Если эти количества «глинистых агрегатов» и «гидроокислов железа» перечислить в процентах от всей массы почвы и суммировать с фракцией «вторичных минералов» (см. табл. 7), то окажется, что в темном сероземе общее количество заметно трансформированной массы достигает до 40—45%, в светлокаштановой почве до 50% и черноземе до 50—55%. Если к этим величинам прибавить содержание карбонатов, тогда получим для серозема около 50—55%, для светлокаштановой почвы те же 50—55% и для чернозема 55—60%, т. е. приблизительно одинаковые количества сильно трансформированных вторичных минеральных масс для первых двух почв и несколько большие для чернозема. Количества весьма значительные. Характерно возрастание содержания гематита плюс «гидроокислов железа» от серозема к черноземy, как признак возрастания степени выветрелости минеральной массы почв в том же порядке. Если сравнить количества этой группы вещества с валовым содержанием железа (3—6%, см. табл. 2), то по минералогическому анализу окажется большая диспропорция в пользу количества железа, что, повидимому, надо объяснять отнесением аналитиком к «гидроокислам железа» первичных минералов (в особенности частиц слюды), покрытых с поверхности гидратами окиси железа, образующимися в процессе окисления поверхностных ионов закисного железа в кристаллах. За счет двух процессов, а именно: «поверхностного оглинения» и «ожелезнения» первичных минералов, выделяемых в составе крупных фракций исследованных почв, происходит кажущееся весьма заметное уменьшение количества полевых шпатов, слюды и даже кварцевых частиц. Понятно, основной причиной этого является процесс полной трансформации минералов группы слюды и полевых шпатов. Мы должны здесь оговориться, что данные, приведенные в табл. 8 (по результатам минералогического анализа), по понятным причинам, являются сугубо ориентировочными и на высокую количественную точность претендовать не могут. Но они позволяют подсказать пути и перспективы возможности дальнейшего плодотворного применения минералогических методов к количественным анализам почвенных масс.

Что же представляют собою собственно вторичные или глинистые минералы (фракция 2—0.2 μ и < 0.2 μ)?

Суммарные их количества, как это видно из табл. 7, достигают 17—25% от почвы. К сожалению, для большинства почв только собственно коллоидная фракция (< 0.2 μ) была подвергнута рентгенографическому качественному анализу. Подробные таблицы приведены в работе Седлецкого.[1] Здесь мы дает лишь конечные результаты (см. табл. 9).

Попытку приблизительного количественного определения входящих в состав фракции < 0.2 μ глинистых минералов можно сделать при помощи данных валового анализа. Если весь калий отнести к мусковиту-серициту, то можно вычислить содержание мусковита (серицита) в коллоидной фракции. Далее, если, согласно Гендриксу,[2] принять формулу мусковита $0.5\ K_2O \cdot 3.5\ Al_2O_3\ 3SiO_2$, то можно подсчитать «потребные» количества Al_2O_3 и SiO_2 для вычисленного количества этого минерала в почвенных горизонтах и по разности остаточные количества окислов для связывания в монтмориллонит (по Al_2O_3). Из формулы мусковита

[1] И. Д. Седлецкий. Коллоидно-дисперсные минералы главнейших типов почв Союза ССР, 1943 (Монография. Рукопись).

[2] Hendricks, S. B. Lattice Structure of clay Minerals and Some Properties of Clays. Journal of Geology, 50, 3, 1942.

ТАБЛИЦА 9

Данные рентгенографических анализов (И. Д. Седлецкий и Г. М. Пономарев) тонких фракций, выделенных из исследованных почв

Почвы	Горизонты в см	Фракции в μ	
		2—0.2 μ	< 0.2 μ
Темный серозем на элювии гранитового порфира (№ 6)	0—10	Байделит (?)	Байделит (?), мусковит-серицит
	15—20	»	То же
	30—40	»	» »
	50—60	»	» »
Светлокаштановая почва на элювии гранита (№ 144)	0—7	Не определялось	Монтмориллонит, мусковит-серицит
	15—25	» »	То же
Обыкновенный (средний) чернозем на элювии гранита (№ 102)	5—10	Не определялось	Монтмориллонит, мусковит-серицит
	15—20	» »	То же
	30—40	» »	» »
	70—80	» »	» »

вытекает содержание в нем $K_2O = 12.6\%$. Как известно,[1] содержание K_2O в сериците несколько меньше (около 8—10%), поэтому мы приняли содержание $K_2O = 10\%$, тогда SiO_2 в сериците будет 48.5%, $Al_2O_3 = 41.2\%$. В табл. 11 (стр. 42) приведены данные валового анализа фракции < 0.2 μ исследованных почв.

Результаты такого расчета дают содержание мусковита-серицита и монтмориллонита[2] в исследованной фракции почв, приведенное в табл. 10.

ТАБЛИЦА 10

Приблизительное содержание мусковита-серицита и монтмориллонита во фракции < 0.2 μ исследованных почв

Почва	Горизонт в см	Приблизительное содержание		При пересчете слюды на биотит
		мусковита-серицита	монтмориллонита	
Темный серозем (№ 6)	0—10	35	17	55
	15—20	35	25	55
	30—40	25	32	40
	50—60	25	33	40
Светлокаштановая почва (№ 144)	0—7	30	39	45
	15—25	30	35	45
Обыкновенный чернозем (№ 102)	5—10	24	37	35
	15—20	22	46	30
	30—40	24	34	35
	70—80	25	30	40

[1] Например В. Н. Лодочников. Главнейшие породообразующие минералы. ОНТИ. 1938.

[2] При этом формула монтмориллонита (согласно Гендриксу) принята следующая: $0.835\ Al_2O_3 \cdot 0.165\ (RO, R_2O) \cdot 4\ SiO_2$, или 3.1% MgO + 40.2% Al_2O_3 + 56.7% SiO_2, расчеты сделаны по Al_2O_3.

ТАБЛИЦА 11

Валовой состав фракции < 0.2 μ исследованных почв

Горизонты в см	Гумус в %	H_2O при +110° С в %	H_2O гидратн., +110° С в %	В % от прокаленного вещества									
				SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	P_2O_5	TiO_2	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
I. Темный серозем на гранитовом порфире (№ 6)														
0—10	18.13	9.28	7.73	54.97	21.29	12.31	0.68	0.24	0.31	2.11	4.19	3.54	0.33	4.36
15—20	12.62	9.36	6.59	50.59	24.22	13.61	0.71	0.25	0.23	1.81	4.54	3.46	0.32	3.55
30—40	12.47	8.64	4.21	52.65	23.49	13.00	0.59	0.23	0.25	2.41	4.59	2.53	0.44	3.81
50—60	12.55	7.08	4.30	53.21	23.68	13.00	0.57	0.26	0.24	1.77	4.39	2.47	0.42	3.82
II. Светлокаштановая почва на элювии гранита (№ 144)														
0—7	15.32	8.60	1.33	49.84	27.97	11.01	0.37	0.37	0.53	1.31	3.52	3.57	1.59	3.04
15—25	5.53	9.14	5.91	53.40	26.29	10.25	0.23	0.45	0.35	1.10	3.76	3.12	1.11	3.45
III. Обыкновенный чернозем на элювии гранита (№ 102)														
5—10	18.72	9.72	3.30	50.60	24.80	15.75	0.67	0.98	0.41	1.41	2.96	2.18	0.33	3.47
15—20	16.37	10.24	2.81	48.49	27.42	15.24	0.69	0.97	0.42	1.25	3.13	2.20	0.32	3.00
30—40	3.16	13.55	9.60	52.94	23.51	13.88	0.45	0.87	0.57	0.91	3.96	2.39	0.50	3.81
70—80	3.12	7.28	21.72	51.67	22.08	17.52	0.55	1.16	0.21	0.96	2.29	2.82	0.59	3.97

Согласно рентгенографическим данным, других глинистых минералов в исследованной фракции не обнаружено. Однако, по данным таблицы 11, ни в одном случае сумма серицит + монтмориллонит не достигает 100% (в максимальном случае не превышает 70%). Простой расчет показывает, что несвязанными с указанными минералами остаются заметные количества MgO, Fe_2O_3, SiO_2, CaO (%) (табл. 12).

ТАБЛИЦА 12

Избыточное количество окислов в %

Почвы	Горизонт, см	SiO_2	Fe_2O_3	MgO	CaO
Темный серозем (№ 6)	0—10	28.4	12.3	3.6	2.1
	15—20	22.0	13.6	3.7	1.8
	30—40	22.5	13.0	3.6	2.4
	50—60	22.4	13.0	3.4	1.8
Светлокаштановая почва (№ 144)	0—7	13.1	11.0	2.3	1.3
	15—25	19.0	10.3	2.7	1.1
Обыкновенный чернозем (№ 102)	5—10	17.0	15.8	1.8	1.4
	15—20	11.7	15.2	1.7	1.3
	30—40	22.0	13.9	2.9	0.9
	70—80	22.6	17.5	1.4	1.0

Можно предположить, что значительная часть SiO_2 представлена свободными аморфными и слабокристаллизованными формами кремнезема, а окислы железа — в виде гидратов. Однако, как для части окислов железа, так особенно, для MgO и CaO и даже SiO_2 более вероятным является предположение о вхождении их в состав гидратированных слюд не столько мусковитового (мусковит-серицит), сколько биотитового характера. Как известно, состав биотита определяется формулой: $H_4K_2(Mg,Fe)_6Al_2Si_6O_{24}$,[1] «причем Al_2O_3 может в широких пределах замещаться Fe_2O_3 (почти до 20%), Mn_2O_3 и, вероятно, TiO_2; FeO и MgO замещаются MnO (до 21% вместе с Mn_2O_3), CaO (до 14% слишком); K_2O — окисью Na (до 6% слишком)» (Лодочников, loc. cit, стр. 324—325).

Благодаря изменчивости состава биотитов вообще, содержание главных составных частей колеблется в следующих примерно пределах: MgO от 1.5 до 27.5%; FeO от 5 до 25%; Fe_2O_3 от 1 до 20%; TiO_2 от 0 до 12.5% и т. д. В наших почвах, повидимому, речь должна итти, повторяем, скорее о гидратированном биотите («биотит-серицит», хлорит), чем о мусковите-сериците, так как именно биотит является наиболее распространенным видом слюды в земной коре (около 4% всей массы ее) и характерным минералом для наиболее распространенных пород — гранитов. Если вместо мусковита-серицита в табл. 11 взять биотит и продукты его гидратации, тогда цифры содержания слюды нужно увеличить, примерно, в 1.5—1.6 раз; полученные цифры представлены в последней колонке табл. 11.

Такая обработка материала, несмотря на сугубо ориентировочный характер полученных результатов, дает вероятную картину стадийности развития минеральной массы почв, начиная от серозема — светлокаштановой почвы к черноземy, а именно: по уменьшению содержания

[1] Э. М. Бонштедт. Таблицы характерных свойств минералов, Спутник геохимика и минералога. М.—Л., 1937, стр. 292.

слюдистых минералов и некоторому нарастанию содержания монтмориллонита и аморфных веществ, что вполне согласуется с возрастанием в том же направлении интенсивности процессов почвообразования. Эти данные, как нам представляется, до некоторой степени подтверждают уже опубликованное нами[1] положение о том, что различия в стадиях почвообразования в ряду почв степных типов по составу глинистых минералов не столько качественного, сколько количественного характера. Дальнейшие более точные количественные рентгеноминералогические анализы в сочетании с другими методами исследования несомненно существенно исправят и дополнят эту область научных исследований.

Мы попытались проверить свои расчетные результаты использованием данных обменной способности наших почв, исходя из более или менее твердо установленного факта, что для монтмориллонита характерна емкость поглощения около 100 м-экв., серицита (иллита) около 40 м-экв., для гуминовых кислот около 300 м-экв. на 100 г. При этом содержание гуминовых кислот вычислено, предполагая, согласно данным ряда исследований, количество ее в сероземах 40% от гумуса, в каштановых почвах 55% и в черноземах 65% от гумуса. Содержание же монтмориллонита и гидрослюды во фракции $< 2\ \mu$ вычислено по общему содержанию этой фракции в почвах и соотношению рассматриваемых минералов (по табл. 11). Для краткости приводим лишь полученные конечные результаты расчетных емкостей поглощения и экспериментально найденных (табл. 13).

ТАБЛИЦА 13

Емкость поглощения (по Ca + Mg) исследованных почв: экспериментальные и вычисленные данные в м-экв. на 100 г

Почва	Горизонт в см	Поглощенные основания			Вычисленная емкость			
		Ca	Mg	сумма	гумуса	слюды	монтморил.	сумма
Темный серозем (№ 6)	0—10	9.62	0.82	10.44	4.8	3.2	2.96	10.96
	15—20	8.37	0.54	8.91	2.9	3.9	5.95	12.75
	30—40	8.12	0.41	8.53	1.8	3.05	8.13	12.98
	50—60	не определялось			0.75	2.6	7.19	10.54
Светлокаштановая почва (№ 144)	0—7	12.01	4.51	16.52	4.35	1.97	5.67	11.99
	15—25	17.26	3.87	21.13	2.9	3.96	11.55	18.41
Обыкновенный чернозем (№ 102)	5—10	27.05	9.50	36.55	16.5	2.17	6.96	25.63
	15—20	35.07		35.07	13.1	1.90	8.69	23.69
	30—40	34.18		34.18	10.1	3.16	9.28	22.54

Несмотря на ряд сугубо-ориентировочных подсчетов, приведенный материал, повидимому, подтверждает правильность сведенных в табл. 11 результатов о соотношении и количествах отдельных глинистых минералов во фракции $< 2\ \mu$ темного серозема и светлокаштановой почвы. Существенные расхождения получаются для чернозема, что, повидимому, следует объяснить прежде всего недоучетом емкости поглощения «аморфной», вероятно промонтмориллонитовой по своему характеру массы остатка

[1] И. Н. Антипов-Каратаев, Г. М. Пономарев и И. Д. Седлецкий. Вопросы генезиса коллоидно-дисперсных минералов в почвах. Почвоведение, 3—4, 1942.

глинистой фракции, содержание которой составляет по горизонтам: ~ 28%; ~ 24%; ~ 31%; ~ 30% от веса глинистой фракции (табл. 11), что увеличивает рассчитанную емкость поглощения соответственно на 6.5—6.5—9.3 м-экв. на 100 г почвы, т. е. приближает расчетные величины (34; 31—32 м-экв./100 г) емкости поглощения к экспериментально найденным. Отсюда, как нам представляется, является законным повышение содержания монтмориллонитовой группы в черноземе за счет промонтмориллонитовой группы, тогда количество ее в соответствующих горизонтах достигнет значительных величин:

5—10 см ~ 65%
15—20 см ~ 70%
30—40 см ~ 65%
70—80 см ~ 60%,

т. е. возрастание содержания монтмориллонита от серозема — каштановой почвы к черноземе проявляется весьма отчетливо.

Теперь попытаемся подытожить основные данные по минералогическому составу исследованных почвенных толщ. Приведенный в табл. 14 сводный материал, несмотря на сугубо ориентировочно количественный характер, позволяет сделать ряд существенных генетических заключений.

ТАБЛИЦА 14

Ориентировочное содержание первичных и вторичных минералов в почвенном профиле исследованных почв в % от почвенной массы

Почвы	Во фракции > 2 μ			Во фракции < 2 μ			Карбонаты
	собственно первичные минералы	оглиненные первичные минералы	окислы железа и ожелезненные первичные минералы	глинистые минералы: группы слюды	глинистые минералы: группы монтмориллонита	не глинистые соединения	
Темный серозем (№ 6) 0—60 см	~ 55	~ 7	~ 7	10	6	6	9.5
Светлокаштановая почва (№ 144) 0—25 см	42	20	20	8	7	3	—
Обыкновенный чернозем (№ 102) 0—80 см	31—35	20—22	20—22	6	11	—	7.7

1. В ряду почв: серозем — светлокаштановая почва — чернозем наблюдается нарастание интенсивности процесса оглинения в том же порядке. Процесс оглинения заключается в двух видах реакций: а) в образовании вторичных глинистых минералов, причем в указанном ряду почв в составе глинистых минералов нарастает содержание монтмориллонитовой группы (6—7—11%) и несколько убывает содержание гидрослюд (10—8—6%); б) в поверхностном «оглинении» первичных минералов (вероятно полевых шпатов) крупных фракций; этот процесс резко возрастает от серозема к каштановой почве и черноземе (7—20—22%).

2. С процессом оглинения коррелирует нарастание в том же порядке количества гидратов окиси железа и процесса поверхностного «ожелезнения» первичных минералов, вероятно слюды.

ТАБ

Данные валового анализа светлокаштановых почв и выщелоченного чернозема, вые почвы) и порфирита

Почвы	Глубина в см	В % от сухой массы				В %	
		гумус	CO_2 карбонатов	гигроскоп. вода	потеря от прокал.	SiO_2	SO_4
I. Светлокаштановая почва на элю							
Разрез № 138 (И. П. Белов)	0—6	0.94	—	0.58	2.00	83.92	0.50
	15—20	0.80	—	1.01	2.09	83.68	0.16
	35—40	—	—	1.37	1.46	77.54	0.32
	Порода	—	—	0.16	0.32	77.82	0.41
II. Светлокаштановая почва—элю							
Разрез № 145 (И. П. Белов)	0—10	2.44	—	3.41	7.83	67.86	0.36
	Порода	—	—	—	0.90	64.92	—
III. Выщелоченный чернозем на элю							
Разрез № 38 (И. Н. Антипов-Каратаев)	0—10	6.22	—	7.29	9.59	58.39	0.41
	20—26	2.93	—	4.32	9.13	58.02	0.35
	Порода	—	—	—	1.08	69.40	—

[1] При вычислении RO вычтено эквивалентное P_2O_5 количество CaO.

3. Параллельно с нарастанием содержания минералов монтмориллонитовой группы и содержания гуминовых кислот в составе гумуса и абсолютных количеств органического вещества в том же порядке возрастает поглотительная способность почвы.

Таким образом, исследованные типы почв, составляя единую генетическую группу, отличаются различным количественным соотношением глинистых минералов, но не качественным их различием, как предполагал до сих пор И. Д. Седлецкий. Далее, они отличаются также количественным нарастанием гуминовых кислот в составе гумуса и увеличением содержания последнего в том же ряду почв (серозем — светлокаштановая почва — чернозем).

4. Реакции «оглинения» и «ожелезнения» являются следствием элювиального процесса, характеризующегося повышением дисперсности минералов породы, гидролитическим распадом их до промежуточных продуктов, трансформацией их во вторичные — глинистые — минералы, а также распадом до простых окислов (гидратов) и образованием карбонатов. Интенсивность этих сложных процессов характеризуется величиной выноса из элювиальной толщи отдельных окислов (см. табл. 5). Естественно, первое место по выносу занимают щелочные элементы (Na и K), относительный вынос которых из всех исследованных почв достигает: для K_2O~50—80% от породы (гранита), для Na_2O~30—60% от породы. Второе место занимает SiO_2, вынос которого возрастает от серозема к черноземy с 12% до 40—50% от породы. Третье место принадлежит Al_2O_3~5—30% от породы.

ЛИЦА 15

развитых на элювии кварцевого порфира и кварцевого порфирита (светлокаштано- (выщелоченный чернозем)

от прокаленной массы										$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	$R_2O : RO^1$
Al_2O_3	Fe_2O_3	P_2O_5	TiO_2	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Сумма		
вии кварцевого порфира (Казахстан)											
7.59	3.25	0.08	0.12	0.24	0.31	0.78	1.72	1.49	100.00	14.1	1.7 : 1
6.60	4.06	0.11	0.10	0.24	0.62	0.62	2.29	1.52	100.00	14.9	1.96 : 1
10.29	4.12	0.14	0.16	0.24	1.45	0.94	3.32	1.38	99.90	9.8	1.2 : 1
9.59	2.39	0.02	0.11	0.19	0.50	0.20	7.32	1.45	100.32	11.5	9.2 : 1
вий кварцевого порфирита (Казахстан)											
22.18	4.48	0.49	0.29	0.32	1.12	0.96	0.51	1.41	99.98	4.5	1 : 1.3
17.10	4.51	0.19	0.35	сл.	4.80	2.37	1.60	2.60	99.64	5.5	1 : 2.4
вии порфирита (Лесостепной Крым)											
19.18	9.53	0.29	0.69	сл.	5.37	2.19	1.89	2.19	100.03	3.95	1 : 2.7
20.00	9.14	0.46	0.56	0.43	5.74	2.23	1.65	1.37	99.95	3.34	1 : 3.9
12.99	5.79	0.35	0.65	0.31	2.40	1.27	1.71	1.61	99.51	6.80	1 : 1.6

5. Характерно накопление $CaCO_3$ и частично MgO до 100% (CaO и MgO) в силикатной части и 200—400% $CaCO_3$ против содержания этих окислов в породе. Этот чрезвычайно интересный факт не нашел однозначного объяснения. То обстоятельство, что этот процесс в светлокаштановой почве (не глубже 0—25 см) не выражен, заставляет считать, что в случае серозема и чернозема мы имеем дело в сущности не с полным профилем элювия породы, а лишь с окарбоначенной иллювиальной ее толщей; что касается верхних более обедненных кальцием и магнием слоев, они могли быть эродированы ранее.

Вероятно также и второе предположение об аллохтонном обогащении почвенной толщи карбонатами кальция и магния.

6. Возможности составления балансов минеральных компонентов почвенной массы вполне реальны, и балансовые подсчеты сулят большие возможности для количественного разъяснения характера процессов почвообразования (вплоть до вероятной возможности вычисления абсолютного возраста почвы); требуется уточнение методов количественного петрографического, рентгено-минералогического анализа и др. и применение их к соответствующему исследованию почв.

7. Интересной является также возможность уточнения понятий «первичный механический элемент», или «элементарная частичка» почвы. Метод предельного диспергирования почвенной массы, принятый в современном механическом анализе, выделяет поверхностно «оглиненные» и поверхностно «ожелезненные» первичные минералы, которые, несмотря на неоднородность своего строения и состава, должны быть отнесены к механическим элементам почвы, наравне с относительно чистыми минералами. Количество таких гетерокристаллических соединений, не раз-

лагаемых и не разъединяемых при подготовке почвы к механическому анализу, наиболее значительно в каштановых и особенно в черноземных почвах.

8. Наконец, если рассматривать почвы степного ряда, как стадии единого процесса, и расположить их в порядке интенсивности почвообразовательных процессов, то сероземы и каштановые почвы следует рассматривать в качестве первых стадий, черноземы — последующих стадий. Материалы исследований не позволяют расположить эти почвы в обратном порядке, — никаких, даже реликтовых признаков в каштановых и серо-земных почвах, которые могли бы свидетельствовать об их черноземно й или иной — более энергичной — предшествующей стадии почвообразования, не обнаружено.

II

Вторым разделом наших исследований явились два вопроса: 1) о влиянии характера изверженной породы на различия почв каштанового типа и 2) характеристика дальнейших стадий почвообразования на изверженных породах в ряду черноземных почв (выщелоченные черноземы).

Краткое описание соответствующих почв и условий почвообразования приведено на первых страницах настоящего сообщения.

Данные валового химического анализа пород, на которых развиты эти почвы, приведены в табл. 1 (№№ анализов: 2, 4 и 6). Из этих данных видно, что рассматриваемые случаи, в отличие от описанных в I разделе сообщения, характеризуются породами менее кислыми, с щелочноземельной и промежуточной магмами (порфириты, анализы 4 и 6) и лишь в одном случае (анализ 2) — сильно кислой породой с щелочной магмой (кварцевый порфир), что связывает рассматриваемые случаи с предыдущими.

В табл. 15 приведены данные валовых анализов почв и пород (повторно).

Из приведенных в табл. 15 данных можно заключить, что и в этих случаях с каштановыми почвами общие закономерности выветривания и почвообразования, изложенные раньше (см. табл. 2), соблюдаются, т. е. масса становится щелочноземельной, и только в первой почве она сохраняет слабо щелочной характер, вследствие большой величины $R_2O : RO = 9.2 : 1$ для породы; вынос R_2O не обеспечил еще перехода почвенной массы в щелочноземельную.

Сильнее проявляется щелочноземельный характер массы ($R_2O : RO$) выщелоченного чернозема. Характерно уменьшение содержания SiO_2 в почвенной массе в сравнении с его содержанием в породе; этот факт согласуется с данными для обыкновенного чернозема, т. е. в процессе черноземообразования почвенная масса становится более основной. Несмотря на отсутствие в почвенных профилях карбонатов, содержание щелочноземельных элементов существенно не уменьшается (может быть за исключением разреза № 145).

Таким образом, общий характер процессов почвообразования, особенно на стадии черноземообразования, повидимому, относительно мало зависит от кристаллической породы, на элювии которой данная почва развивается.

Далее мы попытаемся сопоставить баланс отдельных окислов в пределах почвенного профиля над плотной породой при тех же допущениях, какие были ранее приняты, причем в качестве окисла-свидетеля принята также Fe_2O_3. Полученные результаты сведены в табл. 16.

ТАБЛИЦА 16

Баланс неорганических соединений (окислов) почвенного профиля сечением 1 дм² (расчеты на прокаленную массу) в г на колонку сечением 1 дм² почвы и экв. количество породы

Наименование	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2	TiO_2	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
I. Светлокаштановая почва на элювии кварцевого порфирита (№ 138)									
Почва (0—40 см)	198.42	413.59	4 186.20	6.37	12.30	41.32	39.16	126.85	75.10
Порода	198.42	796.17	6 444.10	9.13	15.77	41.51	16.60	607.71	120.38
Разность в г	0.0	—382.67	—2 257.90	— 2.76	— 3.47	— 0.19	+ 22.56	—480.86	—45.28
Разность в %	0.0	— 48.06	—35.04	—30.23	—22.0	— 0.5	+135.90	— 79.13	—37.61
II. Светлокаштановая почва—элювий кварцевого порфирита (№ 145)									
Почва (0—10 см)	53.80	206.20	814.32	4.18	—	13.44	11.52	6.12	16.92
Порода	53.80	205.35	804.44	5.38	—	57.26	28.27	19.09	31.01
Разность в г	0.0	0.0	+9.88 0.0	— 1.20	—	—43.82	— 16.75	— 12.97	—14.09
Разность в %	0.0	0.0	0.0	—22.3	—	—76.83	— 59.25	— 67.94	—45.44
III. Выщелоченный чернозем на порфирите (№ 38)									
Почва (0—26 см)	293.90	614.05	1 828.97	12.35	6.25	174.00	66.05	55.90	56.85
Порода	293.90	659.90	3 521.02	33.00	15.75	122.00	64.52	86.20	81.70
Разность в г	0.0	—45.80	1 692.65	—20.65	— 9.50	+52.0	+ 1.55	— 30.30	—24.85
Разность в %	0.0	— 6.9	—48.7	—62.6	—60.3	+42.6	+ 2.4	— 35.1	—30.4

Если сопоставить данные табл. 16 с соответствующими цифрами табл. 5, то придем ко многим общим выводам, а именно:

1) Первое место по выносу занимают щелочные элементы, затем идут SiO_2 и Al_2O_3.

2) Характерно и для стадии выщелоченного чернозема стабильное состояние (и даже привнос) щелочноземельных элементов.

3) Более усиленный вынос относительно повышает содержание полуторных окислов в составе почвенной массы, и это чрезвычайно характерно для всего ряда почв, причем данный процесс тем интенсивнее, чем дальше от начала отстоит стадия почвообразования в степном ряду почв.

4) Общие закономерности выноса окислов, в основном, не зависят, таким образом, от характера изверженной породы, но a priori можно сказать, что скорость этих процессов находится в зависимости от степени устойчивости породы (что находит подтверждение в данных табл. 18).

К сожалению, этот вывод не может быть проверен без экспериментальных прямых материалов. Знание скорости процессов дало бы ключ для определения абсолютного возраста почв, хотя бы в смысле порядка возрастных величин.

По примеру I раздела настоящего сообщения попытаемся сбалансировать состав минералов, входящих в почвенную массу. Для этих целей служебную роль для расчетов выполняет механический состав почв, данные которого приводятся в табл. 17.

ТАБЛИЦА 17

Гранулометрический состав исследованных почв в % на сухую массу (пептизация насыщением литием после удаления обменных оснований 0.02 *n* HCl)

Горизонты в см	Фракции в мм						
	1 - 0.25	0.25—0.15	0.05 - 0.02	0.02—0.005	0.005—0.002	0.002 - 0.002	< 0.0002
I. Светлокаштановая почва на элювии кварцевого порфира (№ 138)							
0—6	60.7	21.4	5.3	3.2	2.3	0.3	6.7
15—20	не определялось						
35—40	не определялось						
II. Светлокаштановая почва на элювии кварцевого порфирита (№ 145)							
0—10	31.8	12.4	8.7	18.8	8.4	10.8	9.0
III. Выщелоченный чернозем на элювии порфирита (№ 38)							
0—10	21.8	29.0	20.0	17.0	3,0	7.3	1.9
20—26	21.9	24.3	15.8	19.0	4.6	6.6	7.7

Относя фракции $> 2\mu$ условно к первичным минералам и фракции 2μ ко вторичным и для нижних горизонтов разреза № 138 допуская тот же механический состав, что и для анализированного верхнего слоя, получаем следующее групповое распределение минералов во всей почвенной толще (табл. 18).

ТАБЛИЦА 18

Содержание первичных и вторичных минералов в почвенном профиле исследованных почв в г на колонку сечением 1 дм² в %

Почва	Глубина в см	В г на колонку		В %	
		первичные минералы	вторичные минералы	первичные минералы	вторичные минералы
Разр. № 138	0—40	4 756.5	363.5	92.9	7.1
Разр. № 145	0—10	961.2	237.6	80.2	19.8
Разр. № 38	0—26	2 731.4	358.6	88.4	11.6

Почвы, развитые на порфиритах, содержат несколько большее количество первичных минералов (фракции $> 2\mu$), чем аналогичные почвы, развитые на гранитах (см. табл. 7), что в первую очередь, повидимому, объясняется повышенным содержанием кварца в порфирах и порфиритах (особенно кварцевых, см. разр. № 138, табл. 19) и, вероятно, большей устойчивостью их минералов против диспергирующего влияния агентов выветривания и почвообразования (см. разр. № 38, табл. 19). Минералогический анализ фракций размером $> 20\mu$ (> 0.02 мм) позволил вычислить соотношение первичных минералов, составляющих эти фракции.

Подсчет произведен теми же приемами, что описанные выше.

Эти данные подтверждают положение о меньшей дисперсности элювия кварцевого порфира, крупные фракции которого состоят в значительной степени из крупных зерен кварца ($> 20\%$). Характерно малое количество слюды в крупных фракциях почвы (светлокаштановая почва, разр. № 138) и практическое отсутствие ее в черноземе (разр. № 38) и параллельное резкое повышение содержания гематита и гидроокисей железа, количество которых не совместимо с данными валового содержания железа (4—9%, см. табл. 15). Поэтому и в данном случае, по нашему мнению, подтверждается высказанное ранее положение о том, что при минералогическом анализе в группу гидроокисей железа включаются, кроме последних (гематит), вероятно частицы биотита, поверхность которых покрыта гидратами окиси железа, продуктами окисления и гидратации ионов железа на поверхностях кристалликов самого минерала (процесс, известный в геохимии и описанный в литературе [1]). Что касается полевых шпатов, значительная часть их кристалликов также представлена выветрелыми зернами, в той или иной степени оглиненными, но не в такой степени, чтобы «проглинистые» оболочки могли сниматься с поверхности кристалликов при физико-химической подготовке почвенной массы для последующей гранулометрической ее дифференциации (для целей минералогического анализа). Процессы «ожелезнения» и «оглинения» достаточно сильно выражены как в каштановой, так и в черноземной почвах, и опять-таки и здесь процесс черноземообразования представляет дальнейшую стадию развития почв.

В том же, изложенном в 1 разделе, порядке рассмотрим данные о составе собственно вторичных (глинистых) минералов в исследуемых почвах. Общее содержание их (см. табл. 18) в этих почвах, развитых на менее податливых к диспергированию породах (порфирах и порфиритах), за-

[1] См., например, Mehmel, M. Ab- und Umbau am Biotit. Chemie der Erde, 11, H. 2, 1937.

ТАБЛИЦА 19

Минералогический состав фракции 1—0.02 мм исследованных почв в пересчете в г на колонку сечением в 1 дм²

Наименование	Кварц	Полевые шпаты	Слюды	Выветрелые зерна первичных минералов (полевых шпатов)	Гематит и др. гидроокиси железа	Роговая обманка	Эпидот	Циркон	Цоизит	Прочие минералы (апатит, сфен, пироксен, гранит, рутил, турмалин)	Сумма первичных минералов во фракции 1—0.02 мм в г и % от фракции 1—0.002 мм
I. Светлокаштановая почва на элювии кварцевого порфира (№ 138)											
Почва (1—40 см) . . .	1146.6	513.6	125.6	1280.5	1236.9	60.0	45.6	24.9	24.0	69.1	4425.0
В % от всей фракции первичных минералов (1—0.002 мм)	~21	~10	~2.5	~23	~27	~1.2	~1.0	~0.5	~0.5	~1.0	~93
II. Выщелоченный чернозем на элювии порфирита (№ 38)											
Почва (0—26 см)	275.6	347.7	следы	602.3	1020.1	следы	12.0	следы	7.0	Пироксены 12.3	2277
В % от фракции первичных минералов . . (1—0.002 мм)	~10	~12.7	—	~22	~37.4	—	~0.5	сл.	~0.3	~0.5	~83.0

ТАБЛИЦА 20

Данные рентгенографических анализов тонких фракций, выделенных из исследованных почв[1]

Почвы	Горизонты в см	Фракции в μ	
		2—0.2 μ	<0.2 μ
Светлокаштановая почва на элювии кварцевого порфира (№ 138) .	0 — 6	мусковит-серицит	монтмориллонит,
	15—20	. . . . .	мусковит-серицит
Выщелоченный чернозем на порфирите (№ 38)	0 —10	. . . . .	монтмориллонит,
	20—26	неопределл.	мусковит-серицит

[1] Данные из рукописи: И. Д. Седлецкий. Коллоидно-дисперсные минералы главнейших типов почв Союза ССР, 1943.

ТАБЛИЦА 21

Данные валового анализа фракции < 0.2 μ почв, развитых на элювии порфира и порфирита, в % от прокаленного вещества

Горизонт в см	Гумус в %	H_2O при 110° С	H_2O гидратная в %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	P_2O_5	TiO_2	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	$\frac{SiO}{Al_2O_3}$
I. Светлокаштановая почва на элювии кварцевого порфира (№ 138)														
0—6	22.05	10.70	26.26	51.12	17.35	17.72	1.39	0.66	0.12	нет	4.33	4.56	2.13	5.0
15—20	9.32	8.44	9.82	50.52	25.43	12.96	0.46	0.52	0.09	1.21	3.10	3.95	1.39	3·4
II. Выщелоченный чернозем на элювии порфирита (№ 38)														
0—10	10.36	10.96	23.10	52.72	23.43	13.37	0.63	1.00	—	2.67	3.25	2.40	0.52	3.9
20—26	6.75	10.68	22.14	51.17	23.69	15.10	0.65	1.00	—	1.87	2.71	2.91	1.02	3.6

метно меньше, чем в аналогичных почвах на гранитах (см. табл. 7). В табл. 20 представлены данные качественного рентгенографического анализа фракций 2—0.2 μ и < 0.2 μ.

Как видно, характер изверженной породы не повлиял на изменение качественного состава глинистых минералов.

Для целей ориентировочного количественного подсчета распределения глинистых минералов в исследованных двух почвах воспользуемся данными валового анализа фракции < 0.2 μ, представленными в табл. 21. Пользуясь изложенным выше принципом количественного определения соотношения глинистых минералов, попытаемся рассчитать содержание мусковита-серицита и монтмориллонита по группам исследованных почв. Результаты такого подсчета приводятся в табл. 22.

ТАБЛИЦА 22

Приблизительное содержание монтмориллонита и слюдистых минералов во фракции < 0.2 μ по горизонтам исследованных почв

Почва	Горизонты в см	Приблизительное содержание в %		При пересчете слюды на биотит
		мусковита-серицита	монтмориллонита	
Светлокаштановая почва (№ 138)	0 — 6	46	<10	70
	15—20	40	23	60—64
Выщелоченный чернозем (№ 38)	0 —10	25	34	40
	20—26	29	30	44

Как и в предыдущем случае, такой расчет дает сумму монтмориллонита и мусковита-серицита не более 70% (вместо теоретических 100), и «не обеспечивает» полного связывания в монтмориллонит всей MgO, и в монтмориллоните + сериците всей SiO_2. Остаются свободными все Fe_2O_3 и CaO. Расчет дает следующий избыток (в %) этих окислов во фракции < 0.2 исследованных почв:

ТАБЛИЦА 23

	Горизонт в см	SiO_2	Fe_2O_3	MgO	CaO
Светлокаштановая почва (№ 138)	0 — 6	29.0	16.3	4.3	—
	15—20	18.4	13.0	2.4	1.2
Выщелоченный чернозем (№ 38)	0 —10	22.0	13.4	2.2	2.7
	20—26	20.6	15.1	1.7	1.9

Опять-таки наиболее вероятным является присутствие не столько мусковита-серицита, сколько вторичных слюд, продуктов гидратации биотита, в состав которого входят и MgO, и Fe_2O_3, и CaO. В таком случае содержание слюды в исследованных случаях должно быть увеличено в 1.5—1.6 раз, и тогда будем иметь цифры последней колонки в табл. 22, т. е. повторение той же примерно (но более резко выраженной) картины, что в табл. 11. Остается неопределенным характер тех условно «аморфных» соединений (минералов), которые составляют около 20% в светлокаштановой почве и около 30% в черноземной почве. Для разъяснения этого вопроса, хотя бы косвенным путем мы прибегли, как и в первом разделе настоящего сообщения, к материалам по поглотительной способности почв в целом и сопоставили их с расчетными величинами, полученными в виде суммы емкостей поглощения составных частей почвы: гуминовых кислот + монтмориллонита + слюды. При этом последние расчитаны на фракции 2 — 0.2 μ и < 0.2 μ. Соответствующие данные приведены в табл. 24.

ТАБЛИЦА 24

Емкость поглощения (по Ca + Mg) исследованных почв. Экспериментальные и вычисленные данные (в м-экв. на 100 г)

Почва	Горизонты в см	Поглощенные основания			Вычисленная емкость			
		Ca	Mg	сумма	гумуса	слюды	монтмориллонита	сумма
Светлокаштановая почва (№ 138)	0 — 6	7.5	0.6	8.1	1.56	2.0	1.0	4.5
Выщелоченный чернозем (№ 38)	0 —10	29.3	7.6	36.9	12.2	1.5	3.6	17.3
	20—26	27.5	8.0	35.5	5.7	6.5	4.3	16.5

Если «аморфный» остаток принять за «промонтмориллонитовую» массу и считать ее емкость поглощения равной емкости поглощения монтмориллонита, тогда для чернозема расчетная емкость поглощения не будет выходить за пределы 20 м-экв. на 100 г вместо экспериментальных величин, равных 35—37 м-экв. на 100 г; и только в случае светлокаштановой почвы расчетная емкость поглощения практически будет приближаться к экспериментально найденной величине. Отсюда необходимо сделать заключение, что в рассматриваемом черноземе различие в емкости поглощения определяется не только «промонтмориллонитовой» («аморфной») массой фракции < 2 μ, но, повидимому, и «оглиненными» первичными минералами, поверхность которых, вероятно, покрыта обменоспособными «аморфными» оболочками, пока составляющими единое (гетерогенное) целое с минералом.[1]

В табл. 25 дано приблизительное содержание первичных и вторичных минералов во всем почвенном профиле последней группы исследованных почв.

Несмотря на сугубо ориентировочный в количественном отношении характер данных, приведенных в табл. 25, они вполне согласуются с теми результатами, которые приводились в табл. 14, и вытекавшими из них положениями. Влияние исходных пород на характер продуктов выветривания и почвообразования отражается не столько в качественном составе почвенных минералов, сколько в количественных соотношениях:

1. Почвенные массы, развитые на гранитах и близких к ним породах (см. табл. 14), в значительной степени (на 35—55%) представлены собственно первичными минералами, что свидетельствует о большей устой-

[1] Исследований по «реакционным» («защитным») оболочкам на минералах очень мало, но существование их доказано однозначно (И. В. Гребенщиков. Химические реакции на поверхности силикатов и их значение для техники. Изв. Акад. Наук СССР, Отделение техн. наук, № 1, 1937. См. также Correns, C. W. und Engelhardt, W. Neue Untersuchungen über die Verwitterung des Kalifeldspates. Chemie der Erde, 12, n. 1, 1938).

Примечание: «Реакционные» пленки, вероятно, имеют пермутоидное строение во внешних своих слоях.

ТАБЛИЦА 25

Приблизительное содержание первичных и вторичных минералов в почвенном профиле исследованных почв в % от почвенной массы

Почвы	Глубина в см	Во фракции >2 μ			Во фракции <2 μ		
					глинистые минералы		
		собственно первичные минералы	оглиненные первичные минералы	окислы железа и ожелезненные первичные минералы	группы слюды	группы монтмориллонита (+ аморф.)	неглинистые соединения
Светлокаштановая почва (№ 138)	0—40	38	27	25	5	2	3
Выщелоченный чернозем (№ 38)	0—26	28	25	35	4	8	—

чивости их в отношении выветривания, чем минералов порфиров и порфиритов, почвы на которых содержат меньше первичных минералов (28—38%, см. табл. 25).

2. В последнем случае эти минералы менее устойчивы в отношении химических поверхностных изменений: «оглинения» и «ожелезнения», и количество таких минералов в почвенной массе достигает 50—60% против 15—45% в почвах, развитых на гранитах.

3. Образующиеся вторичные соединения более самостоятельны и в виде значительных количеств отдельных «механических элементов» представлены глинистыми минералами; в почвах, развитых на порфировых породах, тонкодисперсных веществ несколько меньше, и соответственно меньше самостоятельных глинистых минералов. Этим в значительной степени должно объясняться установленное в работе несоответствие между содержанием глинистых минералов и гумуса, с одной стороны, и величинами емкости поглощения почв, экспериментально найденными и рассчитанными, с другой.

ОБЩЕЕ ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опыт количественной обработки аналитических материалов для целей исследования генезиса степных почв (развитых на изверженных кристаллических породах), проведенный в настоящей работе, несмотря на значительную неполноту результатов, позволяет, как нам представляется, сделать существенные заключения.

Прежде всего о сумме данных, которые необходимы для составления баланса вещества (окислов, форм их соединений и проч.), как основного показателя направления процессов выветривания и почвообразования. Для избежания всяких интерполяций образцы почв и материнской породы в поле должны браться послойно без пропусков, при этом необходимо тщательное послойное определение объемного веса. Кроме детального валового анализа и анализа состава органических веществ почвенных образцов, необходимо провести количественный минералогический анализ каждого образца. Такой анализ возможен лишь при весьма тщательном разделении почвенной массы на ряд фракций и подфракций, что достаточно удовлетворительно достигается пептизационным гранулометрическим методом (с предварительным сжиганием органического вещества в тех случаях, когда его в почве много). Фракции >1—2 μ должны подвергаться исчерпывающему количественному петрографическому анализу (с применением дополнительных химических и коллоидохимических приемов для исследования поверхностно «оглиненных» и «ожелезненных» минералов). Фракции <1—2 μ должны разделяться на ряд гранулометрических подфракций, чтобы обеспечить возможность присутствия не более 1—2 видов глинистых минералов в каждой из них. Применение для этих целей дополнительно гравиметрических приемов («тяжелых жидкостей») является весьма желательным. Для качественной и количественной идентификации глинистых и пр. минералов в подфракциях <1—2 μ необходимо применять, кроме валового химического анализа, рентгено-минералогические, термические, обменно-аналитические методы. В этих отношениях открывается широкое поле для работ по уточнению старых и разработке новых методов исследования. Этот раздел почвенной науки является в данный момент наиболее отстающим.

Полученный такими анализами материал при послойной его количественной обработке позволяет составить баланс вещества во всей толще почвы над материнской породой. Для этого необходимо сделать одно существенное основное допущение — принять «неизменным» как в породе, так и в почвенной толще один из «маркирующих» окислов, — для степных типов почвообразования химически обоснованным является принятие Fe_2O_3, а для минералов таковыми американские петрографы-почвоведы принимают циркон, турмалин, рутил, анатаз (Маршалл).

В настоящей работе сделана попытка составления полного баланса окислов во всей почвенной толще (над материнской породой)[1] по валовым химическим данным для темного серозема, 2—3 разрезов светлокаштановой почвы, 2 разрезов чернозема и неполного баланса минералогического состава почвенной массы в целом — по данным (качественно-количественным) минералогического анализа. Для последней цели использованы данные петрографических количественных определений крупных фракций почв, рентгеноминералогических и валовых химических определений коллоидных фракций. Для проверки полученных материалов о составе глинистых материалов использованы также данные по емкости катионного обмена почв с корректировкой по расчетной емкости поглощения гумусовой части почвы (по литературным материалам).

Несмотря на неполноту минералогических аналитических материалов, методом взаимной корректировки получен достаточно, по нашему мнению, достоверный (ориентировочный) баланс состава минералов в исследованных почвах (см. табл. 13 и 24) и более точный и более полный баланс для отдельных окислов (см. табл. 5 и 15). Полученный материал позволяет, по нашему мнению, нарисовать качественную и количественную стороны процессов выветривания изверженных пород (гранитов, гранитовых порфиров, кварцевых порфиров и порфиритов) и почвообразования в полупустынных, степных и частично лесостепных биоклиматических условиях. Материал позволяет установить единство процессов и прогрессирование их, начиная от сероземов и светлокаштановых почв к черноземам и выщелоченным черноземам. Различия в этих стадиях почвообразования не столько глубокие, качественные, но в основном существенные, количественные. Детальные стороны их изложены и обсуждены в виде подробных заключений в конце каждого (I и II) раздела настоящего сообщения, поэтому здесь вновь не воспроизводятся; читатель отсылается к соответствующим местам сообщения.

[1] Идея о возможности составления такого баланса веществ в почвенном профиле обсуждалась недавно также Б. Б. Полыновым (см. «Валовой химический анализ и его толкование». Почвоведение, 10, 1944).

На настоящей стадии развития почвоведения необходим переход к количественным исследованиям для целей фундаментального обоснования проблем генезиса почв. Такие исследования, как показывает настоящий опыт, требуют вовлечения разнообразных количественных методов, которые являются тонкими и трудоемкими, и поэтому такие исследования могут быть применены лишь к ограниченному числу весьма тщательно взятых в природе почвенных материалов. Для получения далеко идущих выводов, например об абсолютном возрасте почв, нужно сочетание подобных исследований с изучением динамики почвенных процессов (определение скоростей выноса веществ из почвенной толщи).

Аналитический материал для сообщения в основном был получен Г. М. Пономаревым для его кандидатской диссертации, которую закончить ему литературно не удалось (поступил добровольцем в Действующую Красную Армию), поэтому обработка материала для настоящей статьи и ее составление проделаны И. Н. Антиповым-Каратаевым.

G. M. PONOMAREV AND I. N. ANTIPOV-KARATAEV

ON SOILS OF THE STEPPE TYPES OF SOIL-FORMATION DEVELOPED ON ERUPTIVE CRYSTALLINE ROCKS

The present study is an attempt of composing a complete balance of oxides contained in the entire soil mass (overlying the parent rock[1]) on the ground of gross chemical data for a dark gray soil, 2—3 profiles of light chestnut soils, 2 profiles of chernozem, and an incomplete balance of the mineralogic composition of the soil mass as a whole on the ground of qualitative and quantitative data of its mineralogic analysis. For the last named purpose the results of quantitative petrographic determinations of the larger soil fractions and those of X-ray mineralogic and gross chemical determinations of the colloidal fractions were utilized. Literary data regarding the cation exchange capacity of soils, corrected according to the calculated absorption capacity of their humus part, were utilized for checking the data obtained for the composition of clay minerals.

In spite of the incompleteness of the available mineralogic analytical data a sufficiently reliable (provisory) — as we think — balance of the composition of minerals in the investigated soils has been obtained by means of the method of a mutual correction of the data (cf. tables 13 and 24), as well as a more precise and complete balance for individual oxides (cf. tables 5 and 15). The data obtained permit, according to our opinion, to describe the qualitative and quantitative aspects of the processes of weathering of eruptive rocks (granites, gneiss porphyries, quartz porphyries and porphyrites) and of soil formation under desert, steppe and partly forest-steppe bioclimatic conditions. These data permit to establish the unity of the processes and their progression from the sierozems and light chestnut soils to the chernozms and leached chernozems. The differences between these stages of soil formation are not so much of a deep qualitative character—they are mainly and essentially quantitative.

[1] The idea of the possibility of composing such a balance of compounds contained in the soil profile has been recently discussed by B. B. Polynov (cf. «Gross chemical analysis and its interpretation», Pedology, 10, 1944).

The present stage of the development of soil science demands that for the creation of a fundamental basis for the theory of soil genesis we should turn to quantitative studies. Such studies, as the present attempt demonstrates, implicate the use of various quantitative methods, often of a fine and laborious character; therefore only a limited number of selected soil samples most carefully taken can be subjected to an investigation of this kind. To obtain far going conclusions, e. g. concerning the absolute age of soils, such investigations must be combined with the study of the dynamics of soil processes (the determination of the rate of washing out of the different compounds from the soil).

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

1947. ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА ИМЕНИ В. В. ДОКУЧАЕВА. Том XXV

Дорогому Леониду Ивановичу Прасолову

В. А. КОВДА

ПРОЦЕССЫ СОВРЕМЕННОГО СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ В ПОЧВАХ

I. ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ

Легкорастворимые соли ($NaCl$, Na_2SO_4, $MgCl_2$, $MgSO_4$, Na_2CO_3 и др.), циркулирующие и накопляющиеся в избыточных количествах в засоленных почвах, своим происхождением обязаны сложным и разнообразным процессам. Главнейшими источниками легкорастворимых солей являются, как известно, выветривание массивно-кристаллических изверженных пород, различные выделения из вулканов, а также осадочные морские и континентальные соленосные породы, напорные соленые воды.

Новейшие материалы позволяют в числе последних значительно отчетливее оценить роль соленосных осадочных пород и особенно залежей ископаемой соли. Мощные залежи каменной соли, образовавшиеся в толщах осадочных пород девонского, пермского и третичного времени под влиянием тектонических движений земной коры, образуют так называемые соляные купола, являющиеся подземными складками каменной соли, прорывающими толщу осадочных пород и выходящими во многих случаях на дневную поверхность. Соляные купола, особенно при близости их к дневной поверхности, играют огромную роль как источники легкорастворимых солей в наземных и грунтовых водах, а также в почвенном покрове местности их распространения. Соляные купола широко распространены в районах Приуралья и Заволжья, в Средней Азии и Закавказье. Особенно много их в Иране. Громадные размеры соляных куполов приводят к тому, что территории, где они встречаются, испытывают интенсивное и постоянное засоление $NaCl$.

ТАБЛИЦА 1

Вероятный баланс солей Каспийской низменности в пределах междуречья Волга—Урал (в т)

Приток солей		Вынос солей	
Поступает ежегодно с водами поверхностного речного стока	$3.5 \cdot 10^5$	Выносится речным стоком через рр. Волгу и Урал	$1.35 \cdot 10^6$
Поступает ежегодно из соляных куполов	$3.5 \cdot 10^6$	Выносится подземным стоком	$2.6 \cdot 10^6$

О значении соляных куполов в процессах образования засоленных почв можно судить по данным наших ориентировочных расчетов вероятного баланса солей в северной части Каспийской низменности в пределах междуречья Урал — Волга (табл. 1).

Анализируя вопрос о происхождении и движении солей на земной поверхности, ряд исследователей (Pożpni, Linck, Высоцкий, Димо, Неуструев) придавали большое значение переносу и отложению солей через воздух и атмосферные осадки. По данным Кларка можно принять, что средняя величина поступления легкорастворимых солей с атмосферными и пылевыми осадками на поверхности суши колеблется в пределах 2—20 т/км² в год. Если учесть, что средний снос легкорастворимых солей с суши земного шара по этим же данным равен 26.4 т/км² ежегодно, то можно видеть, что приток солей эоловым путем может в отдельных случаях достигать действительно больших размеров, приближаясь к химической денудации и покрывая ее.

В табл. 2 приводятся данные наших расчетов, из которых можно видеть, что приток легкорастворимых солей эоловым путем в бассейне таких рек, как Волга, Аму-Дарья, Сыр-Дарья, может достигать весьма больших размеров, составляя $^1/_3$—$^1/_{70}$ часть суммарного притока солей.

Однако в настоящее время совершенно недостаточно рассматривать процессы миграции и аккумуляции солей, не учитывая роли организмов.

Исследования академика Вернадского показали огромное значение организмов в определении химического состава воды рек и океанов. «Почвы и морские воды химически и генетически связаны... Состав воды океана, поскольку он сейчас пополняется новым веществом, в главной своей части регулируется жизнью, живым веществом, его энергией».

ТАБЛИЦА 2

Вероятный среднегодовой приток легкорастворимых солей в бассейнах рек

Реки	Площадь бассейна в км	Минимальный вероятный привнос солей эоловым путем т/км²	Вероятный суммарный приход солей в бассейне, т/год	Сбрасывается рекой в устья, т/год
Волга	1 401 949	2	2 800 000	8 000 000
Аму-Дарья . .	308 804	10	3 090 000	226 000 000
Сыр-Дарья . .	264 861	10	265 000	—

Есть все основания распространить эти важнейшие выводы не только на состав воды океана, но и на химизм солей, скопляющихся в почвенных и грунтовых водах, в грунтах и почвах. Их состав и закономерности их дифференциации в значительной степени определяются жизнедеятельностью растительного покрова. Нами обработан и сведен (табл. 3) обширный литературный и собственный аналитический материал о химическом составе золы различных растений.

Растения степей и пустынь по содержанию в них золы и роли в процессах миграции солей на суше можно подразделить на следующие четыре группы.

1. **Мясистые галофиты**, произрастающие на влажных солончаках, отличаются максимальной зольностью 40—55% и преобладанием в составе солей $NaCl$. Активно поддерживая засоленность почв, на которых они растут, растения этой группы в процессе длительной жизнедеятельности и произрастания вместе с тем способствуют постепенному накоп-

лению в солончаковых почвах SO_4, Ca и K, так как относительное содержание последних в золе мясистых галофитов обычно более высокое, чем в составе солей грунтовых вод.

ТАБЛИЦА 3

Пределы содержания и состав зольных веществ в растениях различного типа

Группы растений	Содержание зольного вещества в %	Содержание в % от суммы зольных веществ							
		Cl	SO_4	SiO_2	P_2O_5	Na	K	Mg	Ca
Солянки мясистые (мокрые)	40—55	15—17	10—25	0.06—0.04	0.06—0.4	22—30	1—3	0.3—2	0.03—1
Солянки полусухие . . .	20—30	4—15	3—15	2—4	1—4	12—26	2—84	2—3	3—6
Солянки сухие, ксерофиты, полыни .	10—20	3.5—9	4—11	1.5—5	11—13	4—9	4—12	0.5—1.5	4—12
Полыни, злаки бобовые .	< 10	4—8	—	19	6—15	1—5	6—13	—	10—25

2. Полусухие галофиты произрастают на сильно засоленных почвах с глубокими грунтовыми водами, содержат до 20—30% солей, в составе которых сернокислые и хлористые соли занимают примерно одинаковое место; среди катионов преобладает натрий. Однако содержание кальция сильно возрастает.

Сменяя мясистые солянки, в процессе эволюции рельефа полусухие солянки способствуют дальнейшему обогащению почвы сульфатами Ca и K, а также отчасти соединениями P и SiO_2.

3. Сухие солянки, полыни и ксерофиты произрастают на плотных засоленных сероземах, на солонцах и солонцовых почвах с глубокими грунтовыми водами, содержат лишь 10—20% солей. В составе солей преобладают соединения P, S, Ca и K.

Растения этой группы, таким образом, способствуют дальнейшему обогащению почвы важнейшими для питания растений элементами и способствуют рассолонцовыванию почвы, не задерживая в то же время в своих тканях в больших количествах Cl, Na, Mg.

4. Полыни, злаки и бобовые, произрастающие на слабозасоленных почвах степей и лугов, содержат обычно зольных веществ менее 10%. Вследствие преобладания в составе их золы соединений SiO_2, P, Ca и K, эти растения способствуют завершению процессов превращения солонцовых почв в сероземы, каштановые и черноземные почвы, обогащенные SiO_2, P, S, Ca и K. В своих тканях эти растения почти не задерживают Cl, Na, Mg. Последний процесс назван нами процессом остепнения почв.

О количествах зольных веществ, вовлекаемых растительностью в биологический круговорот и миграцию на поверхности суши, можно судить по следующим данным.

На стадии лугово-болотных почв растительность вовлекает в круговорот 400—500 кг/га различных зольных веществ в год. На стадии солончаков и засоленных сероземов пустыни растительность вовлекает значительно меньшее количество солей в почвообразование, всего лишь 25—100—200 кг/га за вегетационный период. По мере развития степных почв и образования сплошного растительного покрова из злаков и бобовых на стадии каштановых и черноземных почв, растительность вновь начинает вовлекать в почвообразование значительные массы зольных веществ, ежегодно — до 200 — 350 — 500 кг/га. Ежегодное поступление минеральных веществ вследствие отмирания и разложения растительной массы в среднем, таким образом, для степных пространств выражается величиной около 300 кг/га, или 30 т/км². Все это позволяет процессы засоления почв и грунтов в известной степени связывать с биогеохимической деятельностью растительных организмов. Так, если сопоставить суммарный приток легкорастворимых солей в Аральском море с водами Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи — 33 705 100 т с вероятной величиной солей, мигрирующих в бассейнах этих рек при минерализации растительных веществ — 16 000 000 т, то можно видеть, что до 50% солей, поступающих в Аральское море и засоляющих эти воды, проходит через растительные организмы.

Входящие в зольный состав растений соединения обладают весьма различной растворимостью. При разложении растительной массы прежде всего выносятся и уходят с водными растворами такие легкорастворимые соли, как NaCl, $MgCl_2$, Na_2SO_4, $MgSO_4$, SiO_2, P, S, Ca, K, входящие в состав тканей и образующие менее растворимые соединения, освобождаются значительно медленнее.

В итоге, благодаря существованию и жизнедеятельности растений, происходит непрерывная пространственная дифференциация наиболее легкорастворимых солей — NaCl, $MgCl_2$, $MgSO_4$, Na_2SO_4 от соединений менее растворимых $CaSO_4$, $CaCO_3$, $Ca_3(PO_4)_2$, SiO_2. Первые входят с почвенными растворами, грунтовыми водами и водами наземного стока в океан и бессточные низменности материков, а вторые задерживаются в грунтах и почвенном покрове повышенных пространств в области элювия. Преобладание на поверхности суши растений групп 2, 3, 4 (см. выше) и многовековая продолжительность биологического круговорота веществ в известной степени предопределяют свойственное континентальным отложениям и почвам богатство $CaCO_3$, $CaSO_4$, а также соединениями вторичного SiO_2, P_2O_5, K.

В орошаемых почвах весьма большое значение в миграции и аккумуляции солей приобретают соли, вносимые с оросительными водами. Значение солей, поступающих в почвы с оросительными водами, недооценивалось. Если учесть, что на орошаемых полях древних оазисов соли вносятся в почву с оросительными водами в течение многих столетий, то даже при минимальном содержании солей в оросительных водах знаточение их в процессах засоления орошаемых почв может оказаться решающим.

Наиболее крупные ирригационные системы Советского Союза имеют оросительные воды с минерализацией порядка 0.2—0.4 г/л (Сыр-Дарья, Аму-Дарья, Зеравшан). Наши расчеты для условий Голодной Степи показали, что с ирригационными водами подобного типа ежегодно вносится на поливную часть Голодной Степи до 250 000 т солей. В расчете на освоенную площадь около 200 000 га каждый гектар орошенной поверхности Голодной Степи получает в среднем 1.4 т солей ежегодно, что составляет 140 г на 1 м². В случае накопления этих солей в пахотном слое, т. е. в верхних 20 см почвы, ежегодная прибавка солей в этом слое будет составлять около 0.05%.

Таким образом, достаточно 20—30 лет орошения, чтобы содержание

солей в ранее незасоленных почвах достигло 1—1.8%, т. е. количества, свойственного сильнозасоленным почвам.

Однако обычно легкорастворимые соли, вносимые с поливной водой, распределяются не в пахотном слое, а во всей корнеобитаемой толще почвы 70—100 см, хотя и с образованием максимума в пахотном слое. Поэтому реальная скорость процессов соленакопления под влиянием притока солей с оросительными водами будет значительно меньше. Кроме того, часть солей обычно уходит с грунтовыми водами. Все же в ирригационных системах, имеющих даже лучшие поливные воды, но не обеспеченных оттоком, процессы соленакопления за счет поливных вод могут начать давать себя знать лет через 50—70 после начала орошения, главным образом в концевых, периферических частях оазисов. Однако в ряде ирригационных систем, подобно долине р. Вахш или Кура-Араксинской низменности, оросительные воды содержат вдвое — втрое большее количество солей — 0.8—1 г/л. В этих случаях соленакопление, вызываемое орошением, чрезвычайно ускоряется.

Расчеты Ковда и Керзума показали, например, что в северной части долины р. Вахш ежегодно с оросительными водами остается не менее 70 000—80 000 т легкорастворимых солей, что на пахотный слой почвы может составлять уже величину порядка 0.05—0.15%.

Значение оросительных вод, как источников солей, возрастает тем в большей степени, чем меньше дренирована орошаемая территория и чем большая часть вносимых в орошаемый оазис вод в нем остается, испаряется и транспирируется. Для того чтобы устранять вредное влияние минерализованных вод, как источника солей, необходимо применять периодически сквозное промывание пахотного и корнеобитаемого горизонта почвы от остающихся после поливов солей с отводом избыточных вод за пределы оазиса. Нужно иметь также в виду, что теряющиеся в ирригационной сети на фильтрацию воды, составляющие до 50% суммарного водозабора, не только питают грунтовые воды ирригационного оазиса, но и непрерывно пополняют запасы легкорастворимых солей оазиса, способствуя развитию процессов засоления. Поэтому всемерное ограничение водозабора в каждой ирригационной системе является важнейшим, простым и наиболее эффективным путем предупреждения и ослабления процессов соленакопления.

II. ПРОЦЕССЫ СОВРЕМЕННОГО СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Необходимо различать процессы соленакопления в грунтовых водах, почвенных растворах и грунтах. Для каждой из этих ветвей общего процесса современного соленакопления характерны свои особенности и закономерности.

1. Процессы соленакопления в грунтовых водах

Основным фактором, управляющим процессами соленакопления в грунтовых водах, кроме химизма водовмещающих горизонтов, химизма источников питания грунтовых вод, реакций между солями и водовмещающей породой и т. д., является испарение грунтовых вод через поверхность почвы. Расход грунтовых вод на транспирацию и в особенности на испарение возрастает тем в большей степени, чем ближе они залегают к поверхности. Соответственно чем ближе расположены грунтовые воды к поверхности и чем большая часть их испаряется вследствие затрудненного стока и сухости климата, тем большее количество солей накопляется в них. Уже начиная с глубины 4—5—6 м грунтовые воды приобретают повышенную минерализацию, 10—20 г/л. При глубине 2.5—3 м расход грунтовых вод на транспирацию и испарение делается довольно заметным и засоленность грунтовых вод возрастает до величин 20—40 г/л. При залегании грунтовых вод на глубине 1.5—2 м, суммарный расход их на испарение достигает огромных величин 15 000—20 000 м³/га, а концентрация солей соответственно возрастает до 70—100 г/л. Параллельно нарастает засоляющее влияние грунтовых вод на почвы.

Отсюда одним из важнейших требований в системе мероприятий по предупреждению и борьбе с засолением почв является поддержание уровня грунтовых вод на глубине большей 2—2.5 м.

Накопление солей в грунтовых водах редко достигает концентраций 100—150 г/л. Верхним же пределом соленакопления в почвенно-грунтовых водах СССР является концентрация солей около 200 г/л. Наиболее же распространенной величиной содержания солей в грунтовых водах под засоленными почвами будет 15—30 г/л.

В наземных водах, как известно, соленакопление достигает больших величин. В воде таких озер, как Эльтон, Баскунчак, Тускане, содержание солей в конце лета достигает 400—500 г/л.

Процессы соленакопления в грунтовых водах протекают стадийно. Эти стадии наступают параллельно с увеличением общего содержания солей в грунтовых водах. В различных природных областях одни и те же стадии соленакопления наступают при различных общих концентрациях солей в грунтовых водах (фиг. 1: *I*, *II*, *III*, *IV*). Различаются:

а) Стадия силикатно-щелочных вод; концентрация солей меньше 1—3 г/л. Характерно постепенное насыщение раствора соединениями силикатов и преобладание $Na^{\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$.

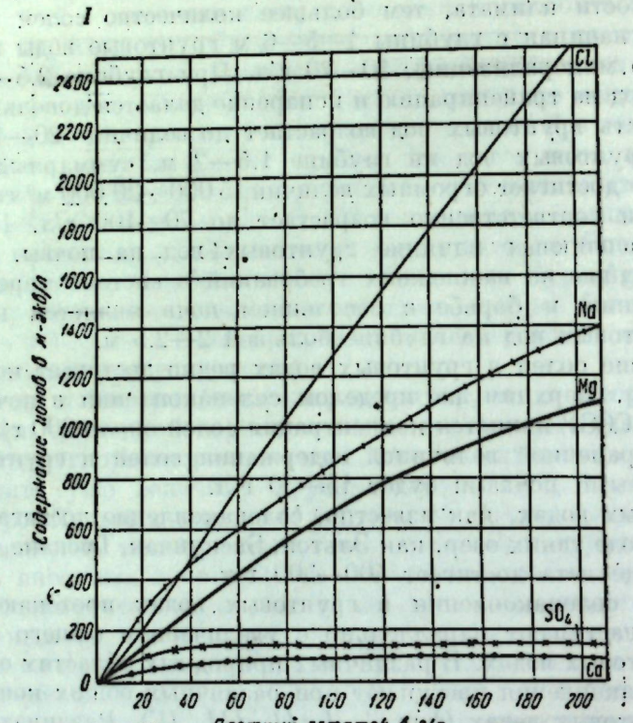
б) Стадия карбонатно-кальциевых вод; концентрация солей до 3—5 г/л. Характерно постепенное насыщение раствора бикарбонатами кальция и выпадение в осадок и грунт различных соединений кремнезема и углекислого кальция.

в) Стадия хлоридно-сульфатных вод; наступает при минерализации 5—10 г/л (Прикаспийская и Кура-Араксинская низменности; долина р. Вахш), 20—30 г/л (Голодная Степь), 70—100 г/л (Бухарский и Ферганский оазисы). В этой стадии грунтовые воды постепенно насыщаются сульфатами. Характерно непрерывное совместное выпадение в осадок из грунтовых вод соединений кремнезема, углекислого кальция, сульфатов кальция и отчасти сульфатов натрия.

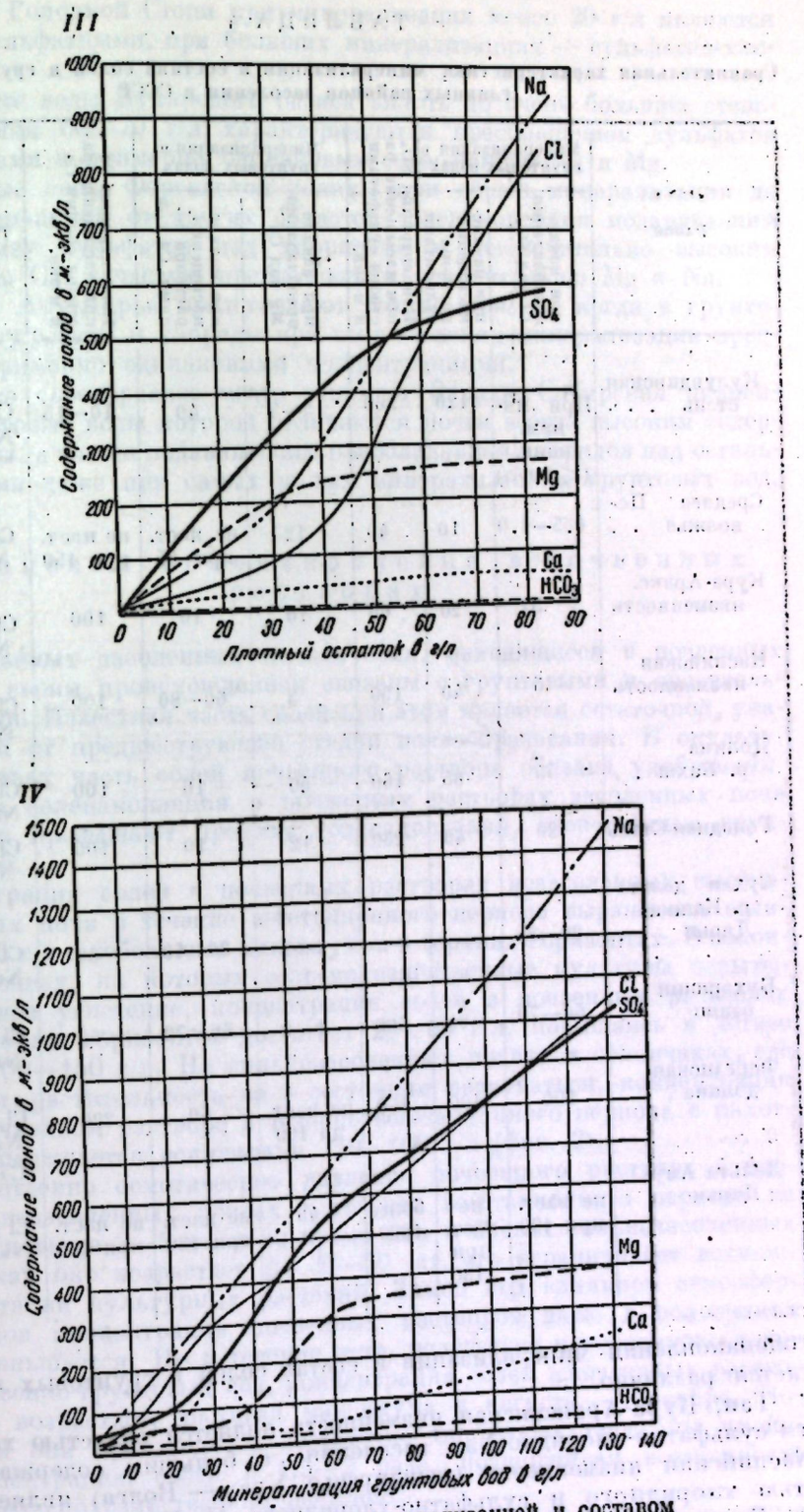
г) Стадия сульфатно-хлоридных вод, являющаяся наиболее поздней в общем процессе минерализации. Наступает при глубине грунтовых вод 0.5—1.5 м. Общая минерализация не менее 10—20 г/л, обычно 30—50 г/л, а в соляных грязях 150—200 г/л. Характерна насыщенность раствора силикатами, бикарбонатами кальция и магния, сульфатами кальция и натрия и совместным выпадением их из раствора.

В пределах отдельного физико-географического района (дельта, конус выноса) или орошаемого массива грунтовые воды по минерализации и составу солей располагаются зонально от наименее минерализованных карбонатных и хлоридно-сульфатных вод в очагах питания к наиболее минерализованным сульфатно-хлоридным водам на периферии.

Однако, как следует из данных табл. 4, в каждой крупной области



Фиг. 1а. Зависимость между минерализацией и составом грунтовых вод:
I — Каспийская низменность; *II* — Центральная Фергана.



Фиг. 1б. Зависимость между минерализацией и составом грунтовых вод:
III — Бухарский оазис; *IV* — дельта р. Аму-Дарьи

ТАБЛИЦА 4

Сравнительная характеристика минерализации и состава солей в грунтовых водах главных районов засоления в СССР

Район	Минерализация в грунтовых водах: при начале преобладания Cl над SO_4	Минерализация в грунтовых водах: при начале насыщения раствора сульфатами	Концентрация SO_4 при насыщении раствора сульфатами в м-экв.	Минерализация в грунтовых водах: при начале преобладания Mg над Ca	Минерализация в грунтовых водах: при начале насыщения раствора солями Ca г/л	Концентрация Ca при насыщении раствора солями Ca в м-экв.	Типы засоления
Кулундинская степь	При миним. конц. (< 1 г/л)	120	360	2—5	40	10—15	$Cl > SO_4$ $Na > Mg > Ca$
Среднее Поволжье	0.5—1.0	10	40	12	не наст. при 65	не наст. при 150	$Cl > SO_4$ $Na > Mg \geqslant Ca$
Кура-Аракс. низменность	5	20	60	10	10	100	$Cl \geqslant SO_4$ $Na \geqslant Mg \geqslant Ca$
Каспийская низменность	5	40	150	3	60—80	100	$Cl \geqslant SO_4$ $Na \geqslant Mg > Ca$
Долина р. Вахш	5	85	160	50	10	100	$Cl \geqslant SO_4$ $Na > Mg \geqslant Ca$
Голодная Степь	20	40	250	12	10	100	$Cl \geqslant SO_4$ $Na > Mg \geqslant C$
Сухая дельта р. Кашка-Дарья	20—25	—	—	1—2	30—40	60	$Cl \geqslant SO_4$ $Na > Mg > Ca$
Бухарский оазис	60—70	90	600	1—2	60—70	60	$Cl \geqslant SO_4$ $Na \geqslant Mg > Ca$
Ферганская долина	100	100	800	не наст. до 100	60	220	$Cl < SO_4$ $Na \geqslant Ca$ и Mg $Ca \geqslant Mg$
Дельта Аму-Дарьи	не наст. при 130	не наст. при 130	более 1000	40	не наст. при 130	не наст. при 230	$Cl \approx SO_4$ $Na > Mg > Ca$

соленакопления минерализация и состав солей в грунтовых водах слагается различно.

Так, Кура-Араксинская низменность является областью хлоридного и сульфатно-хлоридно-Na засоления с большим содержанием Mg. Каспийская низменность (междуречье Урал — Волга) является областью хлоридного и сульфатно-хлоридного Mg-Na засоления. Долина р. Вахш также является областью сульфатно-хлоридного засоления, но с большим участием сульфатов и ничтожным содержанием Mg. Грунтовые воды Голодной Степи при минерализации менее 20 г/л являются хлоридно-сульфатными, при больших минерализациях — сульфатно-хлоридно-Na.

Грунтовые воды Бухарского оазиса вплоть до очень больших степеней засоления 60—70 г/л характеризуются преобладанием сульфатов над хлоридами и примерно одинаковым содержанием Na и Mg.

Грунтовые воды Ферганской долины при общей минерализации до 100 г/л отличаются от других областей соленакопления подавляющим преобладанием сульфатов над хлоридами и исключительно высоким содержанием Ca, зачастую превышающим концентрацию Mg и Na.

Низовья Аму-Дарьи представляют редкий пример, когда в грунтовых водах сульфаты и хлориды при всех степенях минерализации представлены примерно одинаковыми концентрациями.

Столь же своеобразное место занимает Западно-Сибирская низменность, грунтовые воды которой отличаются почти всегда высоким содержанием соды, а также подавляющим преобладанием хлоридов над остальными солями даже при самых малых минерализациях грунтовых вод.

2. Процессы соленакопления в почвенных растворах

В орошаемых засоленных почвах соли, находящиеся в почвенных растворах, своим происхождением связаны с грунтовыми и оросительными водами. Известная часть солей при этом является остаточной, унаследованной от предшествующей стадии почвообразования. В окультуренных почвах часть солей почвенного раствора обязана удобрениям.

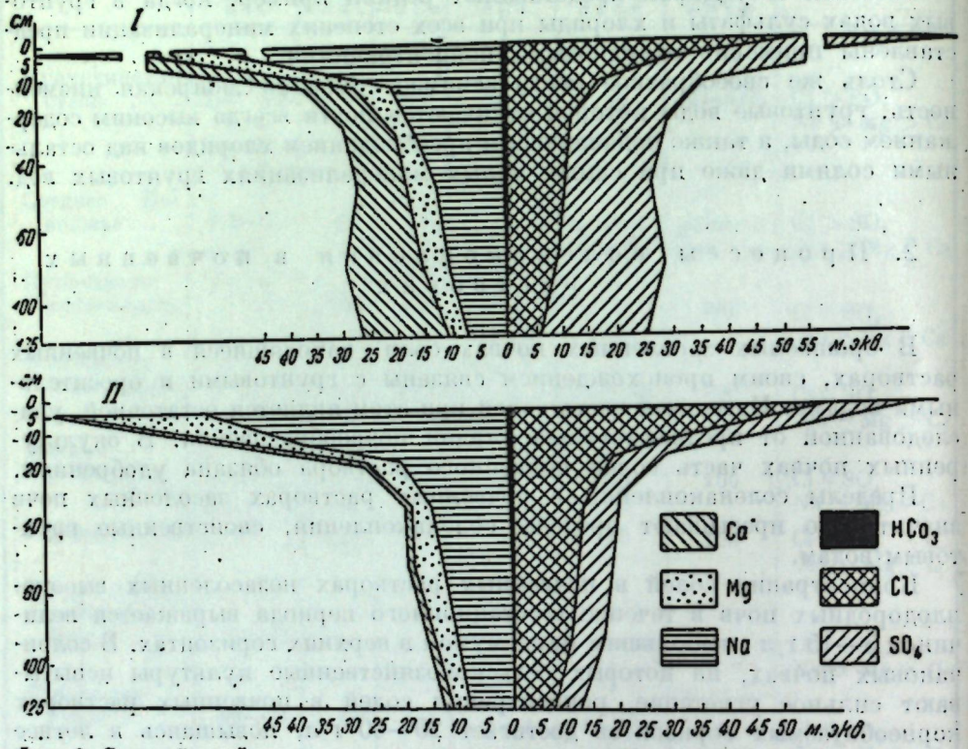
Пределы соленакопления в почвенных растворах засоленных почв значительно превышают пределы соленакопления, свойственные грунтовым водам.

Концентрация солей в почвенных растворах незасоленных высокоплодородных почв в течение вегетационного периода выражается величиной 5—15 г/л с небольшим максимумом в верхних горизонтах. В солончаковых почвах, на которых сельскохозяйственные культуры испытывают сильное угнетение, концентрация солей в почвенных растворах корнеобитаемых горизонтов достигает 20—60 г/л, повышаясь в летнее время до 100—150 г/л. На сильнозасоленных почвах и солончаках, где культурная растительность не в состоянии развиваться, концентрация солей в почвенном растворе в течение вегетационного периода в пахотном слое выражается величинами 150—400 г/л (фиг. 2).

Соответственно осмотическое давление почвенного раствора в плодородных незасоленных почвах в течение вегетационного периода не поднимается выше 2—5 ат, в то время как в почвах сильнозасоленных и солончаках оно возрастает до 30—50 ат, что ограничивает возможности вегетации культурных растений. Зимой под влиянием атмосферных осадков концентрация почвенных растворов даже в солончаках сильно уменьшается. Но в течение лета, вследствие интенсивного испарения почвенно-грунтовых вод, концентрация солей в почвенных растворах резко возрастает, достигая максимума в августе — сентябре. Поливы, если они производятся достаточно тщательно, способны уменьшить концентрацию солей в 1.5—2 раза, поддерживая возможность развития сельскохозяйственных растений.

Однако на засоленных почвах, имеющих высококонцентрированные почвенные растворы, поливы вызывают резкие скачки в щелочности

почвенного раствора, повышающейся иногда с 7.5—8 pH до pH 9. Это явление имеет место при поливах плохо промытых солончаков, а также при культуре риса на солончаках. Повышение щелочности в этих случаях вызывает угнетение, а иногда и гибель сельскохозяйственных растений. Отсюда вытекает требование не допускать засева плохо промытых солончаковых почв. Лишь при сильном разбавлении минерализованного почвенного раствора повышение щелочности после полива ослабляется. Поэтому сильно засоленные почвы необходимо поливать нормами воды несколько более высокими и на 2—3 полива чаще, чем почвы незасоленные.



Фиг. 2. Солевой профиль пухлого солончака Голодной Степи (разр. № 5, 9/X 1941 г.):
I — по данным водной вытяжки; *II* — по данным почвенных растворов

Процессы накопления солей в почвенных растворах значительно отличаются от накопления их в грунтовых водах, о чем можно судить по данным табл. 5.

Как в засоленных, так и в незасоленных почвах Ферганы и Голодной Степи почвенные растворы на протяжении большей части года насыщены соединениями R_2O_3, SiO_2, $CaCO_3$, $CaSO_4$, которые непрерывно выпадают в осадок. Во многих случаях при этом образуются весьма прочные цементированные, непроницаемые для воды и корневой системы растений горизонты.

Рост минерализации почвенных растворов в засоленных почвах идет в основном за счет сернокислых и хлористых солей натрия и магния. В грунтовых водах рост их минерализации обязан был в основном NaCl. В отличие от грунтовых вод, в почвенных растворах солончаков достигаются крайне высокие концентрации нитратов (30—50 г/л NO_3) и силикатов (150—200 мг/л SiO_2). Кроме того, почвенные растворы отличаются

ТАБЛИЦА 5

Сравнительная характеристика минерализации и состава солей в почвенных растворах и грунтовых водах Ферганы и Голодной Степи

Вид раствора	Общая минерализация в г/л: при начале преобладания Cl′ над SO_4''	Общая минерализация в г/л: при начале насыщения раствора сульфатами	Концентрация SO_4'' при насыщении раствора сульфатами м-экв.	Минерализация в г/л: при начале преобладания Mg'' над Ca''	Минерализация в г/л: при начале насыщения раствора солями Ca''	Концентрация Ca'' при начале насыщения раствора солями Ca'', м-экв.	Тип засоления
Ферганская долина							
а) почвенный раствор . .	не наступает при 250	не наступает при 250	при 2680 не наступает VA	3—5 VA	3—5 VA	27—30 VA	$Cl < SO_4$ $Na < Mg > Ca$ VA
б) грунтовые воды . . .	100	100	800	не наступает до 100	60	220	$Cl < SO_4$ $Na \leqslant Ca$ и Mg $Ca \leqslant Mg$
Голодная Степь							
а) почвенный раствор . .	45—50	270	2 000	5—8	до 5	30—40	$Cl \leqslant SO_4$ $Na \leqslant Mg > Ca$
б) грунтовые воды . . .	20	40	250	12	10	100	$Cl \leqslant SO_4$ $Na > Mg > Ca$

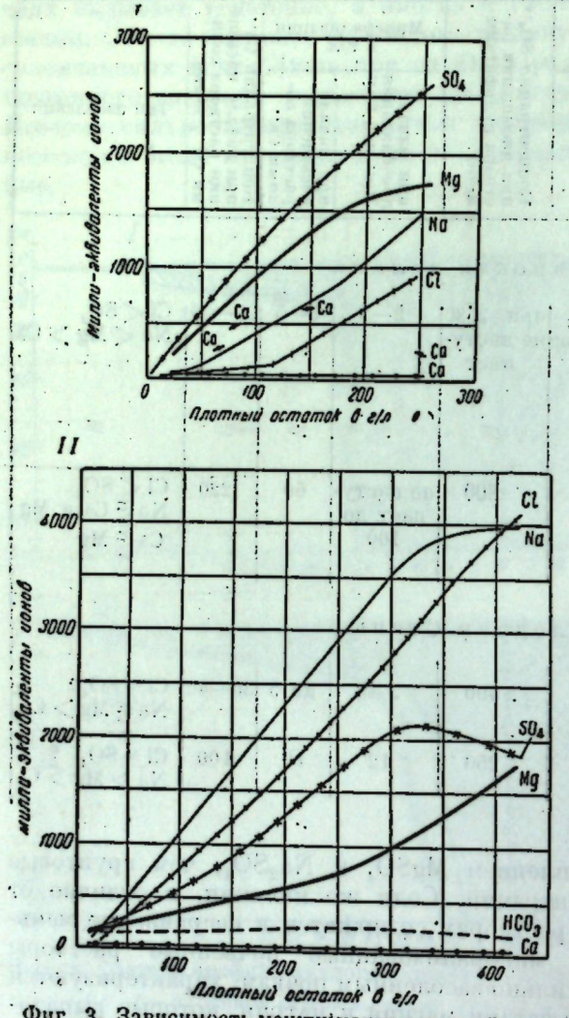
гораздо более высоким накоплением $MgSO_4$ и Na_2SO_4, чем грунтовые воды соответствующих концентраций. Соли же кальция, в отличие от грунтовых вод, в почвенных растворах содержатся в несравненно меньших количествах. Высоко минерализованные почвенные растворы (250—300 г/л), свойственные сильно засоленным почвам, характеризуются насыщенностью раствора сульфатами магния и натрия, которые выпадают в осадок, обогащая грунт и почвенные горизонты. При концентрациях почвенного раствора 350—420 г/л отмечается начало насыщения раствора NaCl и переход его в твердую фазу. Такие соли, как $MgCl_2$ и $CaCl_2$, повидимому, не достигают насыщения раствора вообще, исключая поверхностных соляных корок в летнее время (фиг. 3).

3. Соленакопление в грунтах и почвах.

Наиболее типичными компонентами процессов соленакопления в грунтах и почвенных горизонтах являются $CaMg(CO_3)_2$, $CaCO_3$, $CaSO_4$, Na_2SO_4, а также соединения R_2O_3 и SiO_2. В твердой фазе грунтов и почв, таким образом, накапливаются наименее растворимые соединения (фиг. 4 и 5).

Так как накопление солей в грунтах и почвенных горизонтах обязано испарению капиллярных растворов, восходящих от грунтовых вод к по-

верхности, то в профиле почв и грунта обособляются зоны выпадения в осадок тех солей, которые достигают при этом состояния насыщения раствора. В наиболее глубоких горизонтах над уровнем грунтовых вод происходит выпадение из раствора и образование горизонта углекислого кальция. В отдельных случаях содержание $CaCO_3$ при этом может достигать 30—50% от массы грунта.



Фиг. 3. Зависимость между концентрацией и составом солей в почвенных растворах:
I — Центральной Ферганы; *II* — Голодной Степи

Над зоной накопления $CaCO_3$ образуется горизонт накопления гипса, который вследствие большей растворимости в состоянии подняться от грунтовых вод на большую высоту. Содержание гипса при этом в толщах грунтов может достигать 30—40%, а в отдельных случаях 70—80% $CaSO_4 2H_2O$ от массы грунта.

Наиболее легко растворимые соли и насыщающие раствор бикарбонаты и сульфаты Ca доходят до поверхности почвы, образуя выцветы и скопления легко растворимых солей в виде пухлых или корковых соляных горизонтов на месте полного испарения почвенного раствора. Образуется третья — поверхностная зона соленакопления, обусловливающая образование соляной коры, в которой, кроме наиболее растворимых солей—NaCl, Na_2SO_4, $MgCl_2$, $MgSO_4$, накапливается также $CaSO_4$ и $CaCO_3$. Сульфат кальция кристаллизуется в верхних горизонтах почвы в виде полугидрата, а в глубоких — в виде двухводного гипса. Наиболее типичным компонентом соляных кор и пухлых соляных горизонтов является Na_2SO_4.

Максимальное содержание солей в поверхностных горизонтах солончаков может достигать в южных районах СССР (Таджикистан, Ферган, Бухара) до 30—60%, в солончаках Южного Казахстана 20—40% и в солончаках полупустынь и сухих степей СССР до 3—5—10%. Для химического состава поверхностных соленосных горизонтов солончаков в большинстве случаев характерно преобладание сернокислых солей над хлористыми.

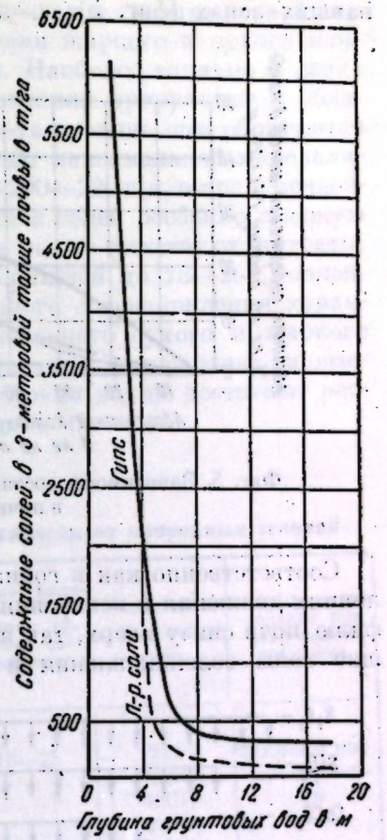
Особое место занимают лишь солончаки Каспийской низменности и долины р. Вахш. Здесь даже при самых низких степенях засоления почвы (0.5% и выше) хлориды уже преобладают над сульфатами.

Отметим, что для этих районов характерно широкое распространение соляных куполов, сложенных каменной солью (NaCl), что и является очевидно решающей причиной хлоридности этих районов.

III. ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВРЕМЕННОГО СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ В ПОЧВАХ И ГРУНТАХ

1. Ареалы современного накопления химических осадков в грунтах и почвах

Географический ареал аккумуляции химических осадков в почвах будет тем более широким и охватывающим кроме сухих областей и области влажные, чем меньше растворимость этих соединений и чем раньше они достигают состояния насыщения почвенно-грунтовых вод. Наиболее широким, охватывающим даже влажные области, является ареал аккумуляции соединений кремнезема и железа. Ареал накопления углекислого кальция является, хотя и более узким, но все же и он охватывает область степей, полупустынь и пустынь. Ареал накопления гипса и сернокислого натрия значительно сужен в сравнении с ареалом накопления углекислого кальция и свойствен, главным образом, сухим степям, полупустыням и пустыням. Наиболее узким и свойственным лишь почвам наиболее сухих бессточных областей земного шара является ареал накопления таких высокорастворимых соединений, как KNO_3, $NaNO_3$, NaCl, $MgCl_2$, $MgSO_4$, $CaCl_2$. Особое место занимают углекислые щелочи, ареал которых тяготеет к лесостепным и степным влажным безгипсовым областям.

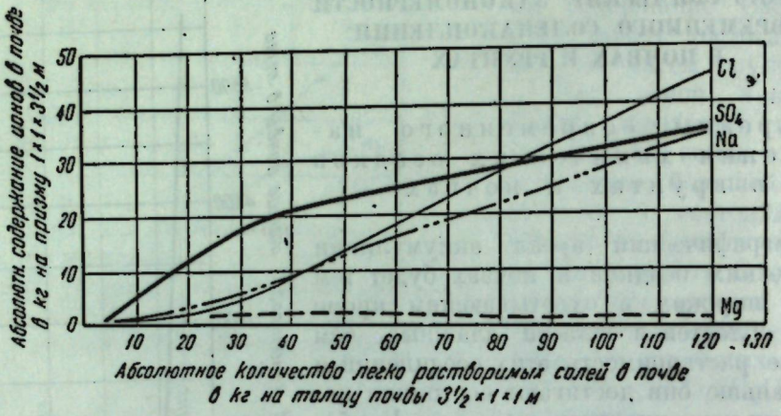


Фиг. 4. Накопление гипса и легкорастворимых солей в почвах Голодной Степи в зависимости от глубины залегания грунтовых вод.

Соответственно различной растворимости солей и ареалам их накопления устанавливается закономерная последовательность горизонтальной смены областей накопления химических осадков. Общие контуры этой закономерности в схеме были нарисованы Ферсманом и Пустоваловым. Согласно этим схемам, соединения, выпавшие в осадок в свойственной им зоне, в последующих зонах в осадок не выпадают.

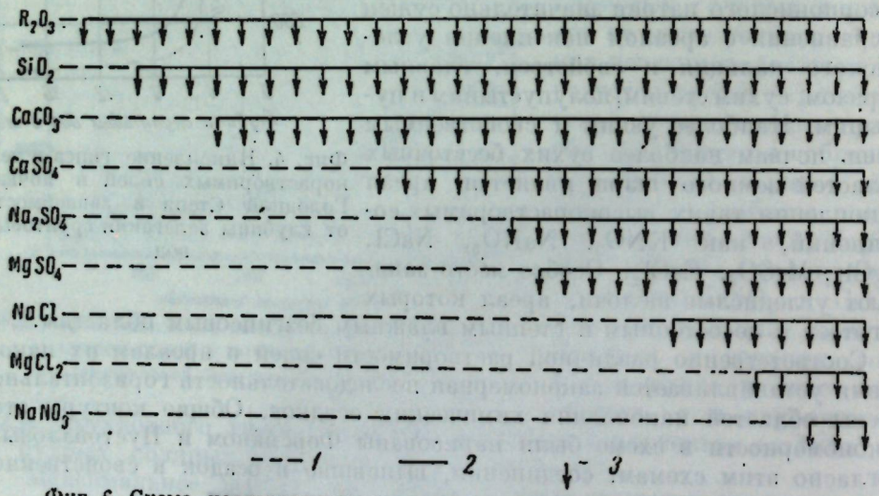
В эту схему мы вносим существенное изменение и дополнение. Каждое из соединений, участвующих в процессах соленакопления, после достижения состояния насыщения раствора начинает выпадать в осадок, обогащая собою грунт и почвы. С этого момента устанавливается внешняя граница зоны накопления данного соединения. Однако в последующем при достижении каждым новым наименее растворимым соединением состояния насыщения раствора, накопление в грунтах и почвах солей будет вызываться не этими новыми соединениями, а суммой соединений, достигших уже состояния насыщения раствора. Поэтому в каждой

новой зоне выпадения химических осадков будут совместно выпадать как соединения, вновь достигшие насыщения раствора, так и соединения, ранее насыщавшие раствор и выпадавшие в осадок в предшествовавших зонах (фиг. 5).



Фиг. 5. Зависимость состава и количества солей, накапливающихся в почвах Голодной Степи

Соответственно как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях движения и испарения почвенно-грунтовых вод (т. е. как по профилю почв снизу вверх, так и по уклону местности) образуются следующие зоны соленакопления и выпадения химических осадков:



Фиг. 6. Схема последовательности выпадения соединений из почвенных грунтовых вод при их испарении:
1 — ненасыщенный раствор; *2* — насыщенный раствор; *3* — выпадение в осадок

а) полуторных окислов и кремнезема,

б) углекислого кальция, гипса, полуторных окислов и кремнеза,

в) сульфата натрия, гипса, углекислого кальция, полуторных окислов, кремнезема,

г) нитратов, хлоридов, сульфатов щелочных земель и щелочей, гипса, углекислого кальция, полуторных окислов и кремнезема.

2. Приуроченность современного соленакопления к областям жаркого и сухого климата

Центры современного соленакопления в почвах и грунтах теснейшим образом связаны с границами распространения жаркого и сухого климата и областями аккумулятивного рельефа. Наиболее типично и резко выраженные явления современного соленакопления приурочены к областям экстрааридного континентального климата пустынь, где образуются речные, озерные, почвенные и грунтовые воды максимальной минерализации (реки до 30—90 г/л, грунтовые воды до 200—220 г/л, озера и почвенные растворы до 350—450 г/л) и где в составе солей особенно высокую роль играют хлориды натрия и магния, а также участвуют нитраты. В солончаковых горизонтах при этом накопляется до 15—25% солей.

В ослабленной форме процессы современного соленакопления характерны и для остальных районов континентального сухого и жаркого климата полупустынь, степей и лесостепей. Однако в этих районах наивысшие минерализации озерных и почвенногрунтовых вод не достигают размеров, свойственных областям пустынь (табл. 6).

ТАБЛИЦА 6

Особенности процессов соленакопления в зависимости от природных условий

Условия	Наивысшие минерализации вод, г/л			Среднее количество солей в верхнем горизонте солончаков, %	Характерные соли в солончаках	Вторичное засоление при современном орошении
	речных	грунтовых	соляных озер			
Пустыни . . .	20—90	200—220	350—450	15—25	NaCl $NaNO_3$ $MgCl_2$ $MgSO_4$ $CaSO_4$	широко распространено
Полупустыни	10—30	100—150	300—350	5—8	NaCl Na_2SO_4 $CaSO_4$ $MgSO_4$	часто встречается
Степи	3—7	50—100	100—250	2—3	Na_2SO_4 NaCl Na_2CO_3	редко встречается
Лесостепи . .	0.5—1.0	1—3	10—100	0.5—1.0	Na_2CO_3 Na_2SO_4 Na_2SiO_3	не известно

По мере уменьшения степени сухости и континентальности климата в направлении к северу Евразии и в направлении к областям приморского климата, проявление процессов соленакопления уменьшается как в отношении площадей, охваченных засолением, так и в смысле выпадения из состава накопляющихся солей нитратов, хлоридов, а в наиболее влажных областях и сульфатов магния с увеличением относительной доли участия сульфатов натрия, бикарбонатов и карбонатов щелочей.

Однако в области степей процессы соленакопления достигают все

еще значительных размеров. В отдельных случаях встречаются реки, содержащие до 3—7 г/л солей, грунтовые воды с минерализацией 50—100 г/л и соленые озера с минерализацией 100—250 г/л. В верхних горизонтах солончаков накопляется до 2—3% солей.

В области лесостепи процессы соленакопления представляют сравнительно редкое явление, но и здесь в специфических условиях рельефа соленакопление в отдельных случаях достигает довольно значительных размеров (табл. 6).

Явления вторичного засоления почв при орошении в основном приурочены к областям пустынь. В областях полупустынь случаи вторичного засоления встречаются также часто, но не охватывают больших территорий (Нижнее Заволжье, Северный Кавказ). В области степей случаи вторичного засоления почв при орошении являются сравнительно редкими и не приобретающими грозного характера. В области лесостепи случаи вторичного засоления почв при орошении автору неизвестны.

3. Приуроченность процессов соленакопления к аккумулятивным областям и понижениям рельефа

Процессы современного соленакопления тяготеют к определенным условиям геоморфологии и рельефа местности, обеспечивающим близость грунтовых вод к поверхности и образование водного баланса территории, управляемого в основном факторами испарения почвенно-грунтовых вод («компенсированный испарением тип водного баланса» по нашей терминологии).

Поэтому наиболее общим и обязательным условием образования засоленных почв на фоне жаркого и сухого континентального климата является наличие аккумулятивных типов поверхности (дельты рек, нижние аллювиальные террасы рек) и в их пределах — отрицательных форм макро- и мезорельефа.

Области современного распространения засоленных почв в орографическом отношении расположены в обширных внутриматериковых окруженных горными массивами понижениях, являющихся солесборным бассейном, в пределах которого мобилизуются и мигрируют соли, накопляясь вследствие испарения в центральных бессточных ваннах.

Классическим примером подобных орографических условий являются солончаковые пустыни Центрального Ирана (Большой Кевир), окаймленные горными цепями систем Загрос, Эльбрус, Гиндукуш. То же имеет место в Западно-Сибирской низменности, окруженной горными цепями Алтая, Урала, возвышенностями Средне-Сибирского плоскогорья, Саян и Казахской складчатой страны. Аналогичная картина характерна для Туранской (Туркестанской) низменности, окруженной горными цепями Тянь-Шаня, Памира-Алая, Копет-Дага, Казахской складчатой страной, Усть-Юртом и Мангышлаком.

Другой общей закономерностью в географии центров современного соленакопления является приуроченность их преимущественно к левобережным, обычно недостаточно дренированным, частям великих аллювиальных равнин в пределах I и II террас. Правобережный комплекс террас, обычно вследствие отклонения рек вправо, менее широко развит и, как правило, лучше дренирован. Поэтому явления засоления на них выражены значительно слабее или отсутствуют вовсе. Очаги современного соленакопления при этом обусловлены образованием на левобережных частях великих аллювиальных равнин ряда тектонических или останцевых барьеров и перемычек, создающих подпор и затрудняющих сток речных и грунтовых вод. В различных вариациях эта закономерность прослеживается на левобережных частях аллювиальных равнин Аму-Дарьи, Сыр-Дарьи, Аракса, Вахша и т. д.

Следующей общей закономерностью географии процессов современного соленакопления является тяготение засоленных почв и минерализованных грунтовых вод к отрицательным формам макро- и мезорельефа — к различного рода древнеруслоным депрессиям, высыхающим речным старицам, озерно-болотным впадинам, понижениям между гривами и т. д. Лишь в этих условиях макро- и мезорельефа создается возможность близости грунтовых вод к дневной поверхности, приток их со стороны и расход, вследствие близости к поверхности, в основном на испарение.

Вторичное засоление почв при орошении, как показывают примеры долины р. Вахш, Голодной Степи, Ферганы, Бухарского оазиса, Хорезма, также в наиболее резкой форме приурочено к отрицательным элементам микрорельефа. Объясняется это тем, что подъем грунтовых вод после орошения в наиболее резкой степени сказывается в пределах отрицательных форм рельефа, являющихся приемником наземных и грунтовых вод и солей.

4. Главнейшие провинции процессов современного соленакопления

Современное образование засоленных почв в СССР отмечено на обширном пространстве от Якутии до Таджикистана. На этой огромной территории возможно выделить ряд «провинций соленакопления», представляющих собой большие пространства, характеризующиеся сходными климатическими условиями и устойчивым составом солей, аккумулирующихся в грунтовых водах и почвах. В пределах каждой провинции соленакопления можно выделить определенные «области соленакопления», границы которых определяются основными геоморфологическими рубежами местности. Характеристика областей соленакопления, отличающихся обычно своеобразием химизма солей, за недостатком места нами не дается.

а) Провинция нитратно-хлоридного и сульфатно-хлоридного соленакопления, свойственная экстрааридным и аридным пустыням нашего материка, включает области Туранскую, Иранскую и Прикаспийскую. Засоленные почвы приурочены к древнеаллювиальным равнинам, террасам, дельтам.

б) Провинция хлоридно-сульфатного соленакопления, свойственная полупустыням и степям, охватывает области Причерноморскую, Северо-Кавказскую, Поволжско-Уральскую и Южно-Казахстанскую. Засоленные почвы приурочены к речным и приозерным террасам и отчасти к дельтам рек.

в) Провинция содового соленакопления, совпадающая с черноземными степями и лесостепью. Охватывает области Придунайскую, Средне-Украинскую, Средне-Русскую, Средне-Волжскую, Западно-Сибирскую, Восточно-Сибирскую и Якутскую. Небольшие площади засоленных почв располагаются преимущественно на речных и приозерных террасах, а также на понижениях местности.

IV. ТИПЫ ОРОШАЕМЫХ ОАЗИСОВ В СВЯЗИ С ВОПРОСАМИ БОРЬБЫ С ЗАСОЛЕНИЕМ

Орошаемые оазисы можно подразделить на две основные группы, различающиеся между собой происхождением и возрастом суши, на которой они расположены, ее геологическим строением и геоморфологией, предопределяющими водно-солевой баланс всей местности и направление процессов соленакопления: ирригационные оазисы, расположенные на аллювиальных равнинах, и ирригационные оазисы, расположенные на дельтах.

1. В числе ирригационных оазисов, расположенных на аллювиальных равнинах, необходимо выделить в качестве основных межгорные полудренированные долины типа Ферганской, Вахшской или Араксинской и естественно дренированные аллювиальные равнины типа Приташкентского оазиса, Самаркандского оазиса, Приднепровья, отчасти Голодной Степи. При этом совершенно необходимо также различать, расположен ли ирригационный оазис на нижних речных террасах, имеющих близкие грунтовые воды, влияющие на почвообразование (Чарджоу, Волго-Ахтубинская пойма, Центральная Фергана), либо же он расположен на верхних (III, IV, V) террасах, характеризующихся глубокими грунтовыми водами, не влияющими на почвообразование (Приташкентский оазис, Правобережная Фергана, Самаркандский оазис).

Недостаточно дренированные аллювиальные равнины, в особенности на пространствах нижних (I и II) террас, обычно характеризуются тем или иным развитием естественного засоления, а также засоления вторичного (нижние террасы левобережной центральной Ферганы, Чарджоу, долина р. Вахш).

Дренированные аллювиальные равнины и верхние террасы характеризуются господством процессов естественного рассоления и вследствие этого в большинстве случаев невозможностью развития засоления при орошении (Восточная Фергана, правобережная Фергана, Самаркандский оазис).

2. Группа оазисов, расположенная на дельтах, подразделяется на подгруппу приморских дельт, причлененных к современным морским водоемам (дельта Аму-Дарьи, Кура-Араксинская низменность, дельты Волги и Терека) и подгруппу субъаэральных сухих дельт, не причлененных к какому-либо конечному водоему. К последней подгруппе относятся оазисы типа Бухарского, Ширабадского, Мургаба и Теджена. Необходимо при этом различать дельтовые оазисы, расположенные на древних поверхностях, уже утративших дельтовый режим, и на поверхности «живых» современных дельтовых территорий, подвергающихся паводкам.

Наиболее важной особенностью ирригационных оазисов дельтового типа, отличающей их от оазисов собственно аллювиального типа, является резко выраженная повсеместная склонность их почвенного покрова и грунтовых вод к засолению.

Процессы естественного соленакопления в оазисах дельтового типа являются закономерной стадией в эволюции этих ландшафтов, наступающей в зависимости от климатических и местных условий через 50—150 лет после образования суши (дельты Волги, Терека, Аму-Дарьи, Сыр-Дарьи).

Хозяйственная деятельность человека, в особенности орошаемое земледелие, встречает в оазисах дельтового типа условия чрезвычайно неблагоприятные. Естественное засоление обычно под влиянием орошения весьма усиливается.

На древнедельтовых поверхностях естественное соленакопление является в большинстве случаев пройденной стадией, но под влиянием неправильного орошения, особенно в условиях неинженерных ирригационных систем, вызывающих сильный подъем грунтовых вод, древнедельтовые пространства подвержены резко выраженному вторичному засолению (Кура-Араксинская дельта). Процессы естественного и вторичного засоления на морских дельтах характерны для всей поверхности дельты.

В сухих (континентальных) дельтах процессы современного естественного и вторичного соленакопления тяготеют, главным образом, к периферическим частям дельты, в то время как верхние и центральные части их характеризуются устойчивыми процессами рассоления (дельты р. Сох в Фергане, р. Мургаб, Теджен в Туркмении).

V. ВТОРИЧНОЕ ЗАСОЛЕНИЕ ПОЧВ ПРИ ОРОШЕНИИ

Для правильного понимания процессов вторичного засоления почв при орошении необходимо учитывать предшествовавшую историю процессов естественного засоления, имевшего место до начала орошения территории. В связи с этим необходимо различать:

а) наложение вторичного засоления на почвы естественно засоляющиеся (нижние террасы естественно недренированных аллювиальных равнин, периферии сухих дельт, дельты приморские);

б) наложение вторичного засоления на остаточно засоленные естественно рассоляющиеся почвы (II и III террасы древнеаллювиальных равнин и древние дельты);

в) наложение вторичного засоления на сильно рассоленные почвы (III и IV террасы, подгорные равнины).

В первом случае будет иметь место значительное усиление процессов естественного засоления, которое не было достаточно учтено при проектировке орошения и освоения местности. В этих случаях размеры, пространственное распространение, количественное выражение вторичного засоления будут приобретать наибольшие величины (нижние террасы Центральной и Западной Ферганы, Чарджоу, Кура-Араксинская низменность).

Во втором случае — наложение вторичного засоления на остаточно засоленные почвы — основная причина засоления будет заключаться в нарушении сложившегося до орошения благоприятного водно-солевого баланса местности вследствие непринятия мер по уменьшению фильтрации, сокращению избыточного водозабора и отводу грунтовых вод. Количественное и территориальное проявление процесса вторичного засоления в этих случаях будет также значительным (Голодная Степь, долины р. Вахш).

В третьих случаях — наложение вторичного засоления на глубоко рассоленные почвы — вторичное засоление будет обязано оросительным водам повышенной минерализации, либо же грубейшим нарушениям правил водопользования и примитивному устарелому характеру ирригационных сооружений и техники орошения.

Процессы вторичного засоления почв при орошении развиваются стадийно. Наиболее ранней стадией, имеющей место на новоорошенных территориях, является вторичное засоление почв вдоль новых ирригационных каналов. Возникновение этой стадии засоления вновь орошенных почв обязано резкому изменению водного режима территории, прилегающей к каналам, и сильному подъему грунтовых вод вдоль них.

Как показал опыт Голодной Степи и Ферганы, засоление вдоль новых ирригационных каналов проявляется уже на второй — третий год начала работы новых каналов. Засолением охватывается, в зависимости от условий рельефа, территория шириной до 300—500 м в обе стороны от канала.

Основным профилактическим мероприятием, предупреждающим засоление на этой стадии, является борьба с фильтрацией в каналах методами трамбовки, кольматажа, солонцевания или облицовки каналов водонепроницаемыми одеждами.

Фильтрация воды в ирригационной сети и на орошаемых полях, продолжаясь в ходе эксплоатации ирригационной системы, пополняет запасы грунтовых вод, способствуя их постепенному общему подъему. В условиях естественно недренированных и малодренированных территорий при этом наступает стадия общего засоления орошаемой территории.

В пределах этой стадии общего засоления ирригационного оазиса можно выделить ряд частных форм.

а) Сезонное (в течение лета) пятнистое засоление почв при глубине грунтовых вод 3—4 м на недополиваемых вследствие неспланированности поверхности полей участках, на участках изреженной культурной растительности. Эта форма вторичного засоления легко ликвидируется мерами эксплоатационного характера по снижению грунтовых вод и комплексом агротехники, в особенности, тщательными вегетационными поливами, осенне-зимними запасно-профилактическими поливами, высокой загущенностью люцерны и севооборота и ее интенсивной культурой. Вследствие сезонного проявления и сравнительно слабого вреда, наносимого культурным растениям, эта форма вторичного засоления не всегда может быть замечена и, не подвертаясь уничтожению, прогрессирует, превращаясь в форму устойчивого засоления.

Сезонное пятнистое засоление почв отмечено в Фергане, Голодной Степи, Бухаре и Хорезме.

б) Постоянное пятнистое вторичное засоление. Возникая из сезонного пятнистого засоления, оно фиксируется чаще всего на повышениях микрорельефа вследствие горизонтального и вертикального перераспределения солей в почве по направлению к этим участкам. Этот тип вторичного засоления наносит значительный ущерб народному хозяйству, вызывая пятнистое состояние и выпады культурных растений на полях.

Вторичное засоление пятнистого типа сравнительно легко предупреждается и ликвидируется с помощью систематической планировки орошаемой территории, снижения уровня грунтовых вод мерами улучшения эксплоатации, техники и качества полива, введением правильных люцерновых севооборотов, улучшением качества обработки и в особенности тщательности поливов. В отдельных случаях потребуются выборочные осенне-зимние промывки солончаковых пятен. Обязательным мероприятием является применение зимних поливов.

в) Сплошное засоление при мало минерализованных (10—12 г/л) грунтовых водах. Вторичное засоление этого типа наступает в недостаточно дренированных частях орошаемого оазиса (древнерусловые впадины, чашевидные низины, периферические части дельт, внутренние части пойменных террас). Обычно оно наступает при близких грунтовых водах (2.5—3 м) на пустующих внутриоазисных землях, окруженных орошаемыми территориями.

Этот тип вторичного засоления требует значительно более серьезных мер для своей ликвидации: капитальные планировки и сплошные промывки на фоне редкой сети опорных глубоких коллекторов. Эффект промывок должен закрепляться хлопково-люцерновым севооборотом, хорошими вегетационными поливами с применением комплекса высокой агротехники и жестко проводимыми эксплоатационными мероприятиями по борьбе с повышением уровня грунтовых вод.

Сплошное засоление при мало минерализованных грунтовых водах широко распространено на староорошаемых землях Бухарского и Каракульского оазисов, в центральных частях Сохского и Исфаринского оазисов, на повышенных частях дельты Аму-Дарьи. Почвы этого типа с помощью ежегодных промывок и неполного освоения используются для поливного земледелия. Однако урожай сельскохозяйственных растений остается неустойчивым и пониженного качества. Процессы засоления почв и грунтовых вод при этом не прекращаются.

г) Сплошное засоление при высоко минерализованных (20—40 г/л и выше) грунтовых водах. Эта форма вторичного засоления является наиболее тяжелой и трудно ликвидируемой. Она наступает в наименее дренированных частях орошаемых оазисов, в глубоких впадинах, служащих приемниками избыточных вод, и на периферических частях древних орошаемых оазисов дельтового типа (Хорезм, Кура-Араксинская низменность, Сох).

Внешне вторичное засоление сплошного типа при высокоминерализованных грунтовых водах проявляется в развитии сплошных солончаковых пространств, тянущихся на десятки километров. Чаще всего здесь развиваются пухлые солончаки, лежащие на сильнозасоленных грунтах.

Для ликвидации сплошного засоления при высоко минерализованных грунтовых водах необходимы, помимо капитальных планировок, сплошные, многократные, растягивающиеся на несколько лет, промывки большими нормами воды на фоне бесперебойно работающего дренажа. Многократные промывки и дренаж необходимы не только для отвода солей из почвы с помощью промывных вод, но также и для снижения уровня и особенно для рассоления высокоминерализованных грунтовых вод, без чего устойчивое освоение этих территорий вообще невозможно. Эффект промывок должен закрепляться усиленными вегетационными и осенне-зимними поливами на фоне переходных временных культур (1—2 года зерновые, бобовые), а затем хлопково-люцернового севооборота.

В староорошаемых неинженерных системах со временем наступает установившийся режим грунтовых вод. Характерной чертой этого режима является постоянное движение грунтового потока от основных питающих магистралей, распределителей и орошаемых массивов к периферии оазиса и к неорошаемым территориям. Длительное существование подобного типа режима грунтовых вод в старых ирригационных системах закономерно приводит к постепенному замещению естественных и вторично минерализованных грунтовых вод, образующихся в период первых двух стадий засоления пресными фильтрационными и ирригационными водами (Вахш, Бухара, Фергана, Хорезм).

Начало и наиболее сильное проявления этого процесса будет тяготеть к крупным магистральным каналам и интенсивно освоенным массивам системы. В итоге на этих территориях процессы вторичного засоления постепенно сменяются процессами рассоления грунтовых вод, грунтов и почв. Ширина зоны рассоления зависит от величины расхода вод в канале, размеров фильтрации, свойств породы и рельефа, определяющих

скорость грунтового потока. Зона рассоления имеет тенденцию постепенного расширения.

Рассоление орошаемых территорий земель вдоль ирригационных каналов наблюдается в Голодной Степи. Здесь зоны рассоления охватывают обширные территории вдоль Кировского магистрального канала Правой ветки и наиболее крупных распределителей.

Однако процессы рассоления староорошаемых территорий и территорий, прилегающих к крупным ирригационным каналам, в естественно недренированных и малодренированных оазисах не сопровождаются полным рассолением всей территории (всего оазиса), а являются лишь следствием местного перераспределения солей с одновременным накоплением их в периферических частях систем. Процессы вторичного засоления, начавшиеся на этих недренированных массивах ирригационных оазисов, не только не прекращаются, а усиливаются.

Поэтому для полной ликвидации процессов засоления на этой третьей, наиболее поздней, стадии миграции солей в древних оазисах необходимо дренировать искусственным путем бессточные части оазиса с целью обеспечить отток минерализованных почвенных растворов и грунтовых вод.

V. A. KOVDA

PRESENT DAY PROCESSES OF SALT ACCUMULATION IN SOILS

Summary

The major problems of a present day accumulation of salts in soils are discussed as connected with the problem of controlling the salinization of irrigated lands. It is shown that together with the great importance of the process of weathering and denudation of massive cristalline and sedimentary rocks an essential role in the migration and accumulation of salts belongs as well to the transportation of salts by the wind (Dimo, Vyssotzky), by plants (Williams, Keller, Polynov) and in irrigated soils — by irrigation waters.

The laws of the present day salt accumulation in ground waters, in soil solutions and in the solid phase of soils are examined and it is shown that these laws are characterized by specific features.

It was established that the processes of the present day accumulation of salts are as well subjected to geographical laws reflecting the influence of the chemical properties of the different salts, of the present day relief and of the climate of the USSR.

A classification of the irrigated oases of the USSR is elaborated on ground of an analysis of the geomorphology and the water-salt balance of the oases as a whole. Measures are proposed for the prevention and the control of the salinization of irrigated lands in the main types of oases.

In conclusion the different stages and forms of the salinization of irrigated land in USSR are examined and the meliorative measures for the desalinization and the farming utilization of salinized soils are formulated.

1947. ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА ИМЕНИ В. В. ДОКУЧАЕВА. Том XXV

П. И. ШАВРЫГИН

ПОЧВЕННЫЕ РАСТВОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ФЕРГАНЫ, ИХ КОНЦЕНТРАЦИИ И СОЛЕВОЙ СОСТАВ

Изучение почвенных растворов проводилось на Федченковском опытном поле в 1940 г. в Центральной Фергане. Территория Федченковского опытного поля расположена в юго-восточной части Ферганы на периферии сухой дельты (конуса выноса) р. Кува-сай, подстилаемой древнеаллювиальными наносами р. Сыр-Дарьи. Наблюдательные площадки были расположены на поле М-1, занятом хлопчатником. Площадка № 9 была расположена на незасоленной луговой почве, в 20 м от оросителя; площадка № 7 — в нижней части поливной карты на солончаковом пятне, в 25 м от дрены и площадка № 8 в середине поля.

В 1940 г. на площадке № 9 весною наблюдались хорошие всходы хлопчатника; в течение всего лета хлопчатник развивался нормально, выделяясь своим хорошим ростом. На площадке № 8 хлопчатник, вследствие большей ее засоленности, находился в менее благоприятных условиях для произрастания, был более изрежен и имел меньшую высоту. Площадка № 7 отличалась изреженными всходами хлопчатника, которые вскоре погибли.

В мае 1939 г. на площадке № 7 количество солей в слое 0—2 см равнялось 2.6%, к осени оно увеличилось до 10.0%. В нижележащих горизонтах количество солей достигало 1.7—2.5%.

ТАБЛИЦА 1

Концентрации почвенных растворов Центральной Ферганы в 1940 г.
(Сухой остаток в г на литр раствора)

№ площ.	Глубина образцов в см	Весна	Осень	№ площ.	Глубина образцов в см	Весна	Осень
7	2—12	34.85	32.35	9	35—65	7.30	14.56
	12—25	66.26	26.20		65—100	6.39	9.03
	25—35	37.44	24.01		100—120	6.15	6.65
	35—65	22.14	15.86		Грунтовая вода	4.73	5.72
	65—100	6.64	12.21		2—12	6.44	—
	100—150	6.12	6.23		12—25	7.68	7.22
	Грунтовая вода	5.31	10.81		25—35	9.49	7.17
8	2—12	5.25	14.25		35—65	8.90	6.40
	12—25	6.80	15.26		65—100	5.60	7.35
	25—35	6.84	17.51		Грунтовая вода	4.39	4.88

ТАБЛИЦА 2

Солевой состав почвенных растворов в период всходов хлопчатника на площадках № 7 и 9

(В г на литр почвенного раствора)

№ площадок и сроки наблюдений	Глубина в см	Сумма солей г/л	Na_2CO_3	$Ca(HCO_3)_2$	$CaSO_4$	$MgSO_4$	Na_2SO_4	K_2SO_4	NaCl	KCl	$MgCl_2$
7	2—12	28.47	0.04	0.33	2.53	21.00	1.93	—	1.36	1.28	—
28/V 1940	12—25	55.94	0.15	0.39	18.22	20.89	11.71	—	2.99	1.59	—
	25—35	32.43	следы	0.72	9.79	13.72	5.53	—	1.79	0.88	—
	35—65	18.21	0.11	0.09	2.11	12.82	1.57	—	1.04	0.47	—
	65—100	5.81	0.04	0.09	1.77	2.93	0.68	—	0.01	0.29	—
	100—150	5.66	0.02	0.11	2.02	2.62	0.61	0.14	—	0.14	—
9	2—12	6.73	0.07	0.33	2.34	2.54	—	—	0.09	0.74	0.62
28/V 1940	12—25	7.10	—	0.25	2.30	2.02	1.57	0.40	—	0.56	—
	25—35	9.32	—	0.25	1.83	4.71	2.01	—	0.30	0.22	—
	35—65	9.46	—	0.29	1.83	4.88	2.03	—	0.21	0.22	—
	65—100	6.44	0.04	0.17	1.84	1.98	2.03	—	0.05	0.33	—

В 1940 г. засоление на площадке № 7 увеличилось: весною в слое 0—2 см оно равнялось 5.6%, к осени достигло 20,0% и в нижележащих горизонтах 1.2—2.6%. Засоление площадки № 9 было сравнительно слабое. Весною 1939 г. количество солей в слое 0—2 см равнялось 0.53%, к осени оно увеличилось до 1.7%. В нижеследующих корнеобитаемых горизонтах

ТАБЛИ

Содержание солей в почвенных растворах Ц. Фер

Сумма солей г/л	В г на литр почвенного раствора								
	Na_2CO_3	$Ca(HCO_3)_2$	$CaSO_4$	$MgSO_4$	Na_2SO_4	NaCl	K_2SO_4	KCl	$MgCl_2$
134·75	0.37	1.16	42.60	24.64	56.88	5.59	—	3.51	—
80.45	0.37	0.65	16.32	46.31	11.29	2.96	—	2.55	—
71.50	0.20	0.47	30.97	15.52	19.44	2.74	—	2.11	—
56.04	0.08	0.45	18.24	21.01	11.63	3.02	—	1.63	—
44.84	0.57	0.43	1.88	32.70	5.06	2.98	—	1.22	—
32.53	—	0.70	9.76	13.44	5.89	1.85	—	0.89	—
28.03	0.08	0.33	2.41	21.01	2.08	0.86	—	1.26	—
25.64	0.42	0.42	2.66	13.99	6.91	0.93	—	1.21	—
23.22	0.46	0.59	1.27	15.60	3.71	0.39	—	1.20	—
21.72	0.14	0.62	1.48	15.04	2.75	0.81	—	0.88	—
19.13	0.33	0.52	1.70	13.36	1.81	0.85	—	0.56	—
17.15	0.41	0.79	1.33	11.22	2.33	0.14	—	0.93	—
14.86	0.09	0.44	1.46	9.64	2.52	0.27	—	0.44	—
12.21	0.08	0.23	0.19	8.31	2.71	0.42	—	0.27	—
11.28	0.18	0.49	1.29	7.50	1.29	0.09	—	0.44	—
10.76	0.08	0.34	2.28	6.79	—	0.55	—	0.30	0.42
9.88	0.14	0.38	1.67	6.30	0.94	—	0.10	0.35	—
8.75	0.12	0.18	1.70	5.42	0.30	0.79	—	0.24	—
7.79	0.07	0.14	1.96	4.32	0.73	0.14	—	0.22	—
6.34	—	0.55	1.70	3.17	0.23	0.23		0.32	—
5.74	0.12	0.18	1.84	2.78	—	0.35		0.12	0.35
3.18	—	0.27	1.59	1.32	—	—		0.27	0.23

содержание солей колебалось в пределах 0.4—0.6%, в более глубоких горизонтах увеличилось до 1.2%. Почти такое же засоление было и в 1940 г. Площадка № 8 по степени засоления стояла ближе к площадке № 9.

Почвенные растворы выделялись из более влажных образцов отжиманием прессом на приборе, сконструированном П. А. Крюковым. Из более сухих образцов — спиртовым методом Ищерекова в модификации Н. А. Комаровой. Изучение состава и режима почвенных растворов проводилось с мая по сентябрь 1940 г. Образцы для выделения почвенных растворов брались перед поливами и после них. В табл. 1 приводятся концентрации почвенных растворов в виде сухих остатков для весеннего и осеннего периодов (промежуточные сроки изучения почвенных растворов опущены). Табл. 1 дает представление о концентрации почвенных растворов орошаемых почв Ферганы и объясняет причину гибели хлопчатника на площадке № 7. Солевой состав почвенного раствора[1], как показывают данные табл. 2, на площадке № 7 отличался большим количеством Na_2CO_3, $MgSO_4$, NaCl и других вредных для растений солей. На площадке № 9, где наблюдались хорошие всходы хлопчатника, общего количества солей было значительно меньше, при этом Na_2CO_3, NaCl, $MgSO_4$ в корнеобитаемом слое найдено ничтожное количество. Пользуясь графическим методом массовой обработки анализов, предложенным В. А. Ковда, мы расположили данные анализов общей концентрации почвенных растворов в порядке их уменьшения. Подобное расположение аналитиче-

[1] Данные химических анализов были пересчитаны на соли следующим образом: CO_3 связывалось с Na; HCO_3 с Ca, оставшийся Ca с SO_4; оставшееся количество SO_4 с Mg и затем с Na. Оставшийся Na с хлором и излишек хлора с K.

ЦА 3

ганы в зависимости от их концентрации. Аналитик Т. А. Гевельсон

Сумма м-экв солей	В % от суммы миллиэквивалентов солей								
	Na_2CO_3	$Ca(HCO_3)_2$	$CaSO_4$	$MgSO_4$	Na_2SO_4	NaCl	K_2SO_4	KCl	$MgCl_2$
1 999.5	0.3	0.7	31.3	20.6	40.0	4.8	—	2.3	—
1 267.7	0.5	0.6	18.9	60.8	12.5	4.0	—	2.7	—
1 071.7	0.3	0.5	42.5	24.1	25.5	4.3	—	2.8	—
859.9	0.2	0.6	30.9	41.0	18.9	5.9	—	2.5	—
725.3	1.4	0.7	3.8	76.1	9.8	6.0	—	2.2	—
501.5	—	1.7	28.6	44.6	16.5	6.3	—	2.3	—
450.7	0.4	0.9	7.8	77.6	6.4	3.2	—	3.7	—
397.8	2.0	1.3	9.4	55.1	24.1	4.0	—	4.1	—
368.6	2.3	1.9	5.0	70.5	14.2	1.8	—	4.3	—
345.8	0.7	2.2	6.2	72.4	11.2	4.0	—	3.3	—
307.1	1.9	2.1	8.1	72.6	8.2	4.7	—	2.4	—
271.0	2.9	3.6	7.2	68.8	12.1	0.9	—	4.5	—
234.0	0.7	2.4	9.1	68.4	15.0	2.0	—	2.4	—
197.2	0.8	1.4	1.4	70.0	19.4	3.5	—	3.5	—
178.2	2.0	3.3	10.1	70.5	10.0	0.9	—	3.2	—
173.8	0.9	2.3	19.1	65.2	—	5.2	—	2.3	—
154.3	1.6	3.1	16.0	68.0	7.6	—	0.7	3.0	—
140.7	1.6	1.7	17.7	64.0	3.1	9.7	—	2.2	—
123.7	1.0	0.9	23.3	58.5	8.2	1.8	—	2.4	—
97.3	—	6.9	25.7	52.2	3.3	4.2	—	4.3	—
73.4	3.1	3.1	36.8	35.4	—	8.9	—	2.2	10.5
56.7	—	5.9	41.5	37.6	—	—	—	6.5	8.5

ТАБ

Содержание солей в почвах Ц. Ферганы по данным

Сумма солей в г на 100 г почвы	В г на 100 г почвы									
	Na_2CO_3	$Ca(HCO_3)_2$	$CaSO_4$	$MgSO_4$	Na_2SO_4	K_2SO_4	NaCl	KCl	KNO_3	$NaNO_3$
16.46	следы	0.10	0.65	10.54	5.01	—	0.10	—	0.03	—
7.21	0.001	0.05	0.76	4.70	1.24	—	0.29	0.09	0.06	—
6.36	нет	0.07	0.74	4.62	0.77	—	0.13	—	0.02	—
5.75	0.007	0.04	0.76	3.66	0.79	—	0.26	0.19	0.01	—
4.73	0.008	0.02	0.80	1.29	2.09	—	0.38	0.09	0.02	—
2.60	следы	0.03	0.78	1.18	0.39	—	0.06	0.06	0.07	—
2.10	нет	0.03	0.79	0.88	0.28	—	0.03	0.05	0.02	—
1.93	—	0.04	0.75	0.88	0.22	—	0.01	—	0.02	—
1.88	—	0.02	0.79	0.74	0.24	0.01	—	0.06	0.01	—
1.79	—	0.02	0.80	0.68	0.20	—	0.01	0.05	0.004	—
1.64	—	0.02	0.79	0.58	0.16	0.02	—	0.03	0.009	—
1.52	—	0.42	0.75	0.59	0.11	—	0.01	—	0.01	—
1.46	—	0.03	0.74	0.48	0.16	0.001	—	0.02	0.006	—
1.39	—	0.03	0.73	0.49	0.11	—	0.006	—	0.008	—
1.30	—	0.03	0.74	0.48	0.16	0.001	—	0.02	0.006	—
1.27	—	0.03	0.88	0.25	0.07	0.007	—	0.015	—	—
1.24	—	0.03	0.79	0.39	0.01	—	0.01	—	—	—
1.13	—	0.03	0.95	0.13	0.009	—	0.005	—	—	—
1.11	—	0.03	0.73	0.27	0.06	—	0.01	—	—	0.001
1.08	—	0.03	0.74	0.25	0.03	—	0.008	—	—	—
0.94	—	0.04	0.60	0.23	0.05	—	0.0008	—	—	—
0.79	—	0.03	0.48	0.22	—	—	0.03	—	—	0.005
0.66	—	0.03	0.38	0.22	—	—	0.01	—	—	0.003
0.41	—	0.04	0.17	0.13	0.04	—	0.008	—	—	0.005
0.35	—	0.04	0.13	0.12	0.04	—	0.016	—	—	0.005
0.19	—	0.04	0.06	0.06	0.005	—	0.010	—	—	0.009
0.11	—	0.05	0.007	0.04	0.005	—	0.008	—	—	0.003

ского материала и графическое изображение его дали возможность заметить некоторые закономерности в содержании отдельных солей в почвенных растворах. Из табл. 3 и фиг. 1, 2 видно, что среди солей в почвенных растворах Центральной Ферганы первое место по абсолютному содержанию принадлежит $MgSO_4$. По мере увеличения концентрации почвенных растворов относительное содержание $MgSO_4$ непрерывно возрастает. Второе место после $MgSO_4$ принадлежит Na_2SO_4, относительное содержание которого также по мере увеличения концентрации почвенных растворов непрерывно возрастает. Третье место принадлежит NaCl. Дальше следуют $CaSO_4$, KCl, $Ca(HCO_3)_2$, Na_2CO_3. При более низких концентрациях почвенного раствора (6—9 г/л) второе место среди солей занимает $CaSO_4$, третье Na_2SO_4, четвертое — NaCl. Дальше следуют KCl, $Ca(HCO_3)_2$, Na_2CO_3. Содержание $CaSO_4$, как трудно растворимой соли, в большинстве случаев не превышало 20—35 м-экв на литр раствора. Несколько случаев более высокого содержания $CaSO_4$ в почвенных растворах вызывалось, повидимому, наличием полугидрата — $CaSO_4 \cdot 0.5H_2O$, отличающегося более высокой растворимостью, по сравнению с гипсом. Случаи нахождения полугидрата — $CaSO_4 \cdot 0.5H_2O$ в засоленных почвах Ср. Азии отмечены И. И. Феофаровой. Характерным для $CaSO_4$, $Ca(HCO_3)_2$ является умень-

ЛИЦА 4

водных вытяжек в зависимости от их концентрации. Аналитик Т. А. Гевельсон

Сумма м-экв. солей	В % от суммы миллиэквивалентов солей									
	Na_2CO_3	$Ca(HCO_3)_2$	$CaSO_4$	$MgSO_4$	Na_2SO_4	K_2SO_4	NaCl	KCl	KNO_3	$NaNO_3$
258.8	—	0.4	3.7	67.9	27.2	—	0.7	—	0.1	—
113.8	0.01	0.5	9.6	68.7	15.3	—	4.4	1.0	0.5	—
92.7	—	0.8	11.6	73.5	11.6	—	2.3	—	0.2	—
90.9	0.1	0.5	12.4	67.0	12.4	—	4.7	2.8	0.1	—
71.1	0.1	0.4	16.6	30.3	41.4	—	9.3	1.6	0.3	—
39.5	—	0.8	28.8	50.0	13.9	—	2.8	2.3	1.5	—
32.2	—	0.9	36.6	46.0	12.3	—	1.5	2.1	0.6	—
29.5	—	1.3	37.3	49.9	10.5	—	0.7	—	0.3	—
28.5	—	1.0	41.3	43.5	11.9	0.4	—	1.6	0.3	—
27.2	—	1.1	39.9	45.0	10.7	—	0.7	2.5	0.1	—
25.0	—	1.2	46.8	38.8	10.1	0.8	—	2.0	0.3	—
22.9	—	1.3	47.5	43.5	6.5	—	0.8	—	0.4	—
21.8	—	1.8	50.0	36.7	9.5	0.04	—	1.3	0.3	—
20.9	—	1.9	51.1	39.2	7.1	—	0.4	—	0.3	—
20.4	—	1.4	67.6	25.8	3.4	0.9	—	0.9	—	—
18.9	—	1.5	71.9	20.1	4.2	2.1	—	0.2	—	—
18.8	—	1.6	62.2	34.2	1.0	—	1.0	—	—	—
16.8	—	2.3	83.3	13.3	0.6	—	0.5	—	—	—
16.4	—	2.4	65.2	26.4	4.8	—	1.2	—	—	0.06
16.0	—	2.5	67.4	27.0	2.5	—	0.6	—	—	—
14.9	—	2.6	60.0	32.7	4.0	—	0.7	—	—	—
11.4	—	3.5	61.4	31.2	—	—	3.5	—	—	0.4
10.0	—	4.0	57.0	36.7	—	—	2.0	—	—	0.3
6.1	—	8.2	41.0	37.0	11.4	—	1.6	—	—	0.8
5.2	—	9.6	42.3	38.4	5.5	—	4.0	—	—	0.2
2.6	—	18.4	26.9	43.3	0.3	—	7.7	—	—	3.4
1.4	—	35.7	7.1	47.3	0.7	—	7.1	—	—	2.1

шение относительного содержания их при абсолютном увеличении их по мере роста концентрации почвенных растворов.

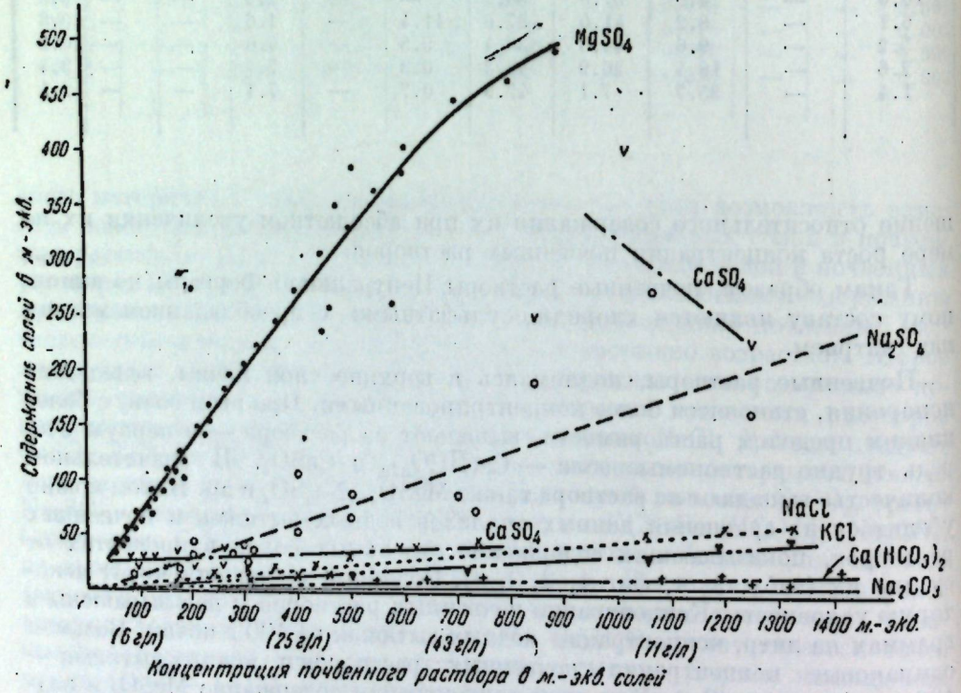
Таким образом, почвенные растворы Центральной Ферганы по анионному составу являются хлоридно-сульфатными с преобладанием магния над натрием.

Почвенные растворы, поднимаясь в верхние слои почвы, вследствие испарения, становятся более концентрированными. При этом соли, с более низким пределом растворимости, выпадают из раствора — в первую очередь трудно растворимые соли — $Ca(HCO_3)_2$ и $CaSO_4$. В значительном количестве выпадают из раствора также $MgSO_4$, Na_2SO_4 и др. В этом можно убедиться из сравнения данных анализов водных вытяжек и почвенных растворов, показывающих содержание отдельных солей в процентах от суммы их (табл. 3, 4; фиг 1, 2, 3, 4). Подобные сравнения носят некоторую условность. Концентрации почвенных растворов у нас выражены в граммах на литр, концентрации водных вытяжек на 100 г почвы. Возьмем одинаковые концентрации почвенных растворов и водных вытяжек — 100 м-экв. солей (6 г). При этой концентрации содержание $MgSO_4$ в водных вытяжках достигает 68%, в почвенных растворах — 52%, содержание Na_2SO_4 — 16%, в почвенных растворах 6—8%. По содержанию NaCl

ТАБ

Содержание солей в грунтовых водах Ц. Фер

Сумма солей г/л	В г на литр							
	Na_2CO_3	$Ca(HCO_3)_2$	$CaSO_4$	$MgSO_4$	Na_2SO_4	NaCl	KCl	K_2SO_4
86.49	0.01	0.74	8.64	11.19	37.79	28.12	—	—
83.29	—	0.85	14.12	26.25	26.55	15.52	—	—
81.51	0.09	0.53	12.28	6.71	37.87	24.03	—	—
78.26	0.09	0.62	16.30	7.08	21.45	32.72	—	—
65.87	—	1.07	15.85	6.85	23.50	18.60	—	—
23.69	0.02	0.28	2.45	3.38	1.33	11.23	—	—
15.12	0.03	0.38	1.07	8.64	3.87	1.03	—	—
13.93	0.02	1.00	0.44	7.38	4.06	1.03	—	—
12.32	—	0.73	2.91	4.23	2.84	1.61	—	—
11.56	—	0.70	1.21	4.51	3.12	2.02	—	—
10.36	0.11	0.30	0.83	6.41	1.83	0.88	—	—
8.89	0.09	0.64	1.12	3.78	3.01	0.25	—	—
6.64	0.03	0.19	1.25	3.85	1.62	—	0.24	0.06
5.78	—	0.17	1.37	3.35	0.03	—	0.16	0.10
5.16	0.07	0.35	1.44	2.45	0.61	0.04	0.20	—
4.63	0.09	0.54	1.36	2.04	0.41	0.19	—	—
4.04	0.02	0.14	1.94	1.27	0.52	0.05	0.09	—
3.97	0.03	0.32	0.74	2.24	0.45	0.19	—	—
3.84	0.08	0.25	1.04	1.52	0.26	0.09	—	—
3.61	—	0.22	1.50	1.24	0.46	0.12	0.07	—

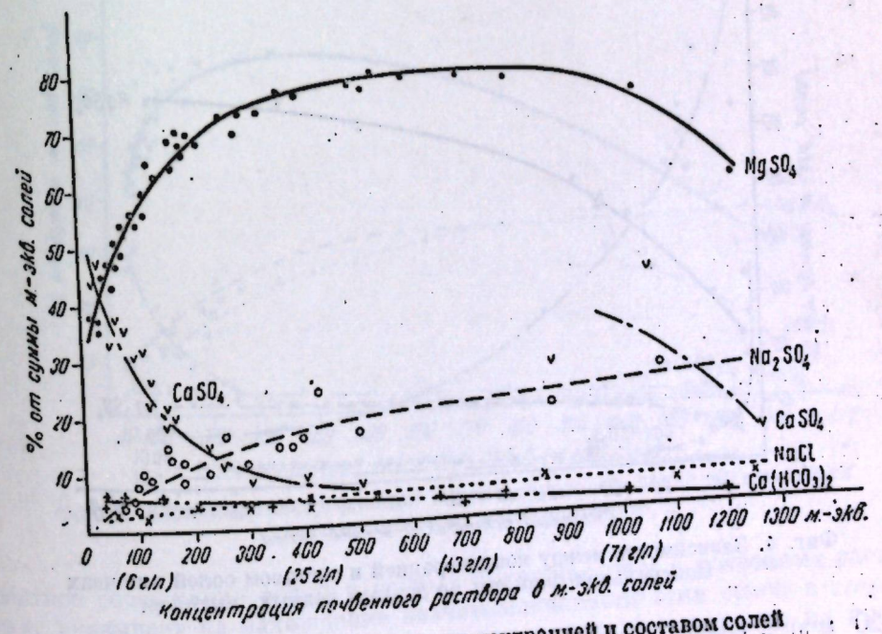


Фиг. 1. Содержание солей в почвенных растворах Центральной Ферганы в зависимости от их концентрации

ЛИЦА 5

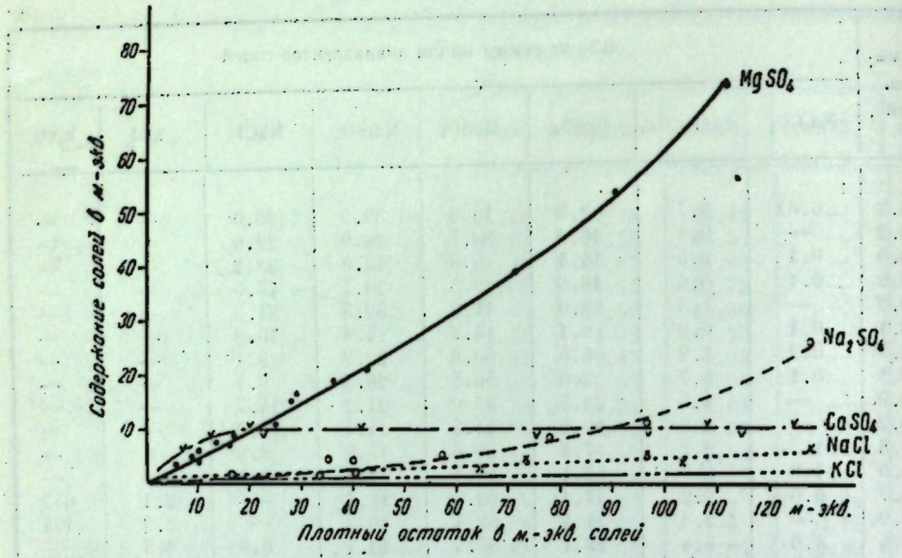
ганы в зависимости от их минерализации. Аналитик Т. А. Гевельсон

Сумма м-экв. солей	В % от суммы милли эквивалентов солей							
	Na_2CO_3	$Ca(HCO_3)_2$	$CaSO_4$	$MgSO_4$	Na_2SO_4	NaCl	KCl	K_2SO_4
1336.3	0.01	0.7	9.5	13.9	39.9	36.0	—	—
1293.2	—	0.8	16.0	33.7	28.9	22.6	—	—
1249.0	0.1	0.5	14.4	8.8	43.0	33.2	—	—
1232.9	0.1	0.6	18.6	9.5	23.7	47.5	—	—
1009.3	—	1.3	23.0	11.2	32.8	31.7	—	—
393.1	0.1	0.9	9.1	14.3	4.8	70.8	—	—
238.7	0.2	1.9	6.6	60.3	22.9	8.1	—	—
217.1	0.1	5.7	3.0	56.5	26.3	8.4	—	—
190.0	—	4.6	22.5	37.0	21.2	14.7	—	—
180.2	—	4.8	10.0	41.6	24.4	19.2	—	—
165.8	1.3	2.2	7.4	64.6	15.6	8.9	—	—
136.0	1.3	5.9	12.1	46.1	31.2	3.4	—	—
102.7	0.6	2.2	17.1	62.2	15.1	—	2.1	0.7
88.9	—	2.3	21.4	62.4	10.2	—	2.3	1.4
78.4	1.6	5.4	28.1	50.7	10.1	0.8	3.3	—
71.9	2.5	9.3	27.9	47.2	8.4	4.7	—	—
61.3	0.6	2.7	47.4	34.6	11.4	1.4	1.9	—
61.4	0.9	4.6	17.9	61.1	10.0	5.5	—	—
58.3	2.7	18.1	26.5	43.5	6.3	2.9	—	—
56.2	—	4.8	41.8	36.5	11.4	3.9	1.6	—



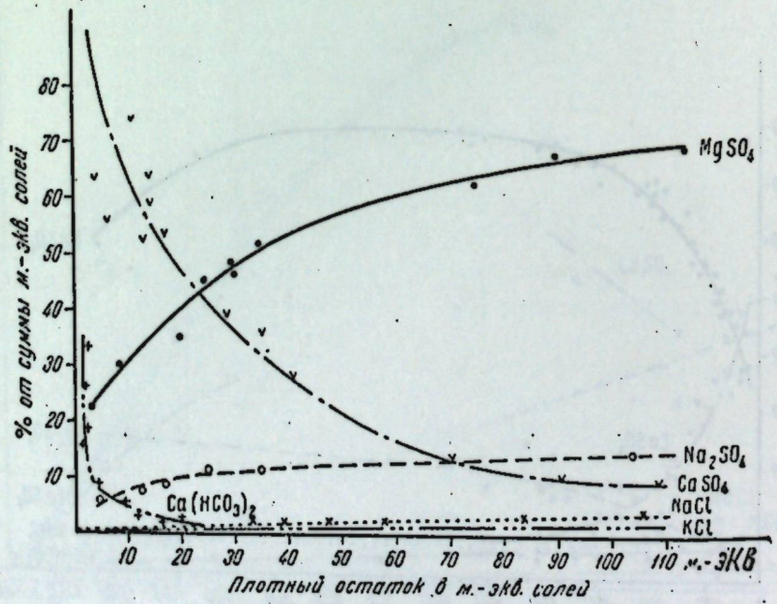
Фиг. 2. Зависимость между концентрацией и составом солей в почвенных растворах Центральной Ферганы

водные вытяжки почти не отличаются от почвенных растворов. Содержание $CaSO_4$ в водных вытяжках достигает 12—16%, в почвенных рас-



Фиг. 3. Содержание солей в почвах Центральной Ферганы по данным водных вытяжек в зависимости от их концентрации

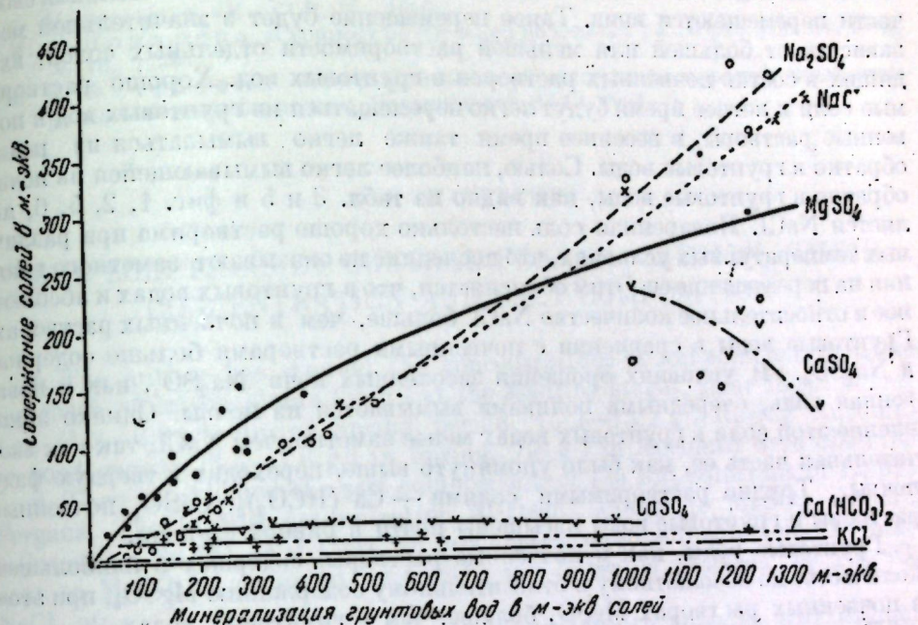
творах 25—30%; содержание $Ca(HCO_3)_2$ в водных вытяжках 0.5—0.8% в почвенных растворах 2.8%. Зато при более слабых концентрациях



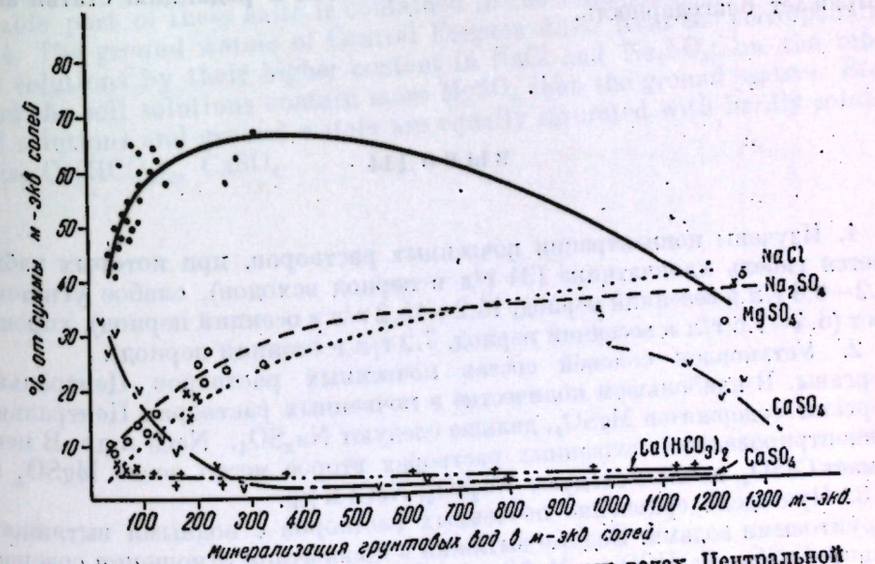
Фиг. 4. Зависимость между концентрацией и составом солей в почвах Центральной Ферганы по данным водных вытяжек

(5—20 м-экв. солей) содержание $CaSO_4$ в водных вытяжках достигает 75—79%; содержание $Ca(HCO_3)_2$ — 35%. В почвенных растворах эти соли

в таких количествах от общей суммы солей ни при каких концентрациях не обнаруживаются. Максимальное содержание $CaSO_4$ в почвенных растворах равняется 35—42%, $Ca(HCO_3)_2$ — 4.4—5.9%. Бо́льшее про-



Фиг. 5. Содержание солей в грунтовых водах Центральной Ферганы в зависимости от их минерализации



Фиг. 6. Зависимость содержания солей в грунтовых водах Центральной Ферганы от их минерализации

центное содержание солей в водных вытяжках, чем в почвенных растворах, указывает на нахождение значительной части этих солей в твердой фазе почвы, откуда они и переходят в водные вытяжки при их приготовлении.

В летнее время в условиях сильного испарения и близкого залегания грунтовых вод в формировании почвенных растворов принимают ближайшее участие грунтовые воды. В весеннее время, когда происходит промывание почвы водою от снеготаяния, почвенные растворы в значительной своей части перемещаются вниз. Такое перемещение будет в значительной мере зависеть от большей или меньшей растворимости отдельных солей, входящих в состав почвенных растворов и грунтовых вод. Хорошо растворимые соли в летнее время будут легко перемещаться из грунтовых вод в почвенные растворы, в весеннее время также легко вымываться из почвы обратно в грунтовые воды. Солью, наиболее легко вымывающейся из почвы обратно в грунтовые воды, как видно из табл. 3 и 5 и фиг. 1, 2, 5, 6, является NaCl. Поваренная соль настолько хорошо растворима при различных температурных условиях, что последние не оказывают заметного влияния на перемещение ее. Этим объясняется, что в грунтовых водах и абсолютное и относительное количество NaCl больше, чем в почвенных растворах. Грунтовые воды в сравнении с почвенными растворами больше содержат и Na_2SO_4. В условиях орошения засоленных почв Na_2SO_4, как и поваренная соль, очередными поливами вымывается из почвы. Однако накопление этой соли в грунтовых водах менее заметно, чем NaCl, так как значительная часть ее, как было упомянуто выше, переходит в твердую фазу почвы. Трудно растворимыми солями — $Ca(HCO_3)_2$, $CaSO_4$ почвенные растворы и грунтовые воды насыщены почти в равной степени.

Грунтовые воды, как и почвенные растворы, содержат в наибольшем количестве по абсолютному и относительному содержанию $MgSO_4$, при этом в почвенных растворах $MgSO_4$ больше, чем в грунтовых водах.

Настоящая работа выполнена в лаборатории химии засоленных почв Почвенного института Академии Наук СССР под руководством проф. В. А. Ковда, которому за руководство работой и редакцию статьи автор выражает благодарность.

ВЫВОДЫ

1. Изучены концентрации почвенных растворов, при которых наблюдается гибель хлопчатника (34 г/л в период всходов), слабое угнетение (5.2—6.8 г/л в весенний период, 14.2—15.2 г/л в осенний период), хороший рост (6.4—7.6 г/л в весенний период, 7.2 г/л в осенний период).

2. Установлен солевой состав почвенных растворов Центральной Ферганы. В наибольшем количестве в почвенных растворах Центральной Ферганы содержится $MgSO_4$, дальше следуют Na_2SO_4, NaCl и др. В менее концентрированных почвенных растворах второе место после $MgSO_4$ занимает $CaSO_4$, дальше следуют Na_2SO_4, NaCl и др.

3. Проведено сравнение почвенных растворов с водными вытяжками и грунтовыми водами. Водные вытяжки в процентном отношении содержат больше $CaSO_4$, $Ca(HCO_3)_2$, $MgSO_4$, Na_2SO_4, что указывает на нахождение значительной части этих солей в твердой фазе почвы.

4. Грунтовые воды Центральной Ферганы отличаются от почвенных растворов большим содержанием NaCl, Na_2SO_4; почвенные растворы в отличие от грунтовых вод содержат больше $MgSO_4$. Трудно растворимыми солями — $Ca(HCO_3)_2$, $CaSO_4$ почвенные растворы и грунтовые воды насыщены почти в равной степени.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. Ищереков. Почвенные растворы. Казань, 1910.
2. П. А. Крюков. Методы выделения почвенных растворов. Рефераты работ учреждений Отделения биологических наук Академии Наук СССР за 1940. Издательство АН СССР, М., 1940.
3. Н. А. Комарова. К вопросу об изучении почвенных растворов. Почвоведение, № 10, 1939.
4. И. И. Феофарова. Минералогическое определение воднорастворимых минералов в засоленных почвах. Почвоведение, № 12, 1940.

P. I. SHAVRYGHIN

SOIL SOLUTIONS OF CENTRAL FERGANA REGION, THEIR CONCENTRATION AND SALT COMPOSITION

1. The author has studied the concentrations of soil solutions at which the death of cotton plants (34 g/l at the seedling stage), their slight depression (5.2—6.8 g/l during Spring period, 14.2—15.2 g/l during Autumn), or good growth (6.4—7.6 g/l in Spring, 7.8 g/l in Autumn) were observed.

2. They established the salt composition of the soil solutions of Central Fergana. The highest concentration in them belongs to $MgSO_4$, which is followed by Na_2SO_4, NaCl, etc. In less concentrated soil solutions the place next to $MgSO_4$ is occupied by $CaSO_4$; the latter is followed by Na_2SO_4, NaCl, etc.

3. The author compared the soil solutions with aqueous soil extracts and ground waters. The aqueous soil extracts showed a higher content in $CaSO_4$, $Ca(HCO_3)_2$, $MgSO_4$, Na_2SO_4. This shows that a considerable part of these salts is contained in the solid phase of the soil.

4. The ground waters of Central Fergana differ from the corresponding soil solutions by their higher content in NaCl and Na_2SO_4; on the other hand the soil solutions contain more $MgSO_4$ than the ground waters. Both soil solutions and ground waters are equally saturated with hardly soluble salts: $Ca(HCO_3)_2$, $CaSO_4$.

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

1947. ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА ИМЕНИ В. В. ДОКУЧАЕВА. Том XXV

Академику Леониду Ивановичу Прасолову
ко дню его семидесятилетия
посвящает эту работу
преданный ему автор

А. А. РОДЕ

ВОДНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВ БОГАРНОЙ ЗОНЫ УЗБЕКСКОЙ ССР

В основу настоящей статьи положены обработанные автором данные наблюдений на 5 агрометеорологических станциях, расположенных на территории Узбекской ССР. Приносим свою искреннюю благодарность начальнику агрометслужбы НКЗ Узбекской ССР И. И. Романовскому за любезное разрешение воспользоваться этими данными и его заместителю Л. Н. Бабушкину за неизменное содействие и величайшую внимательность. Вторым источником данных послужили наблюдения, проведенные в 1942—1944 гг. под руководством автора А. Ф. Большаковым и Е. И. Кочериной. За разрешение использовать эти данные автор приносит этим лицам свою большую благодарность.

I

Прежде чем перейти к основной теме настоящей статьи, остановимся кратко на некоторых климатических особенностях Узбекистана, являющихся существенными факторами, определяющими водный режим почв.

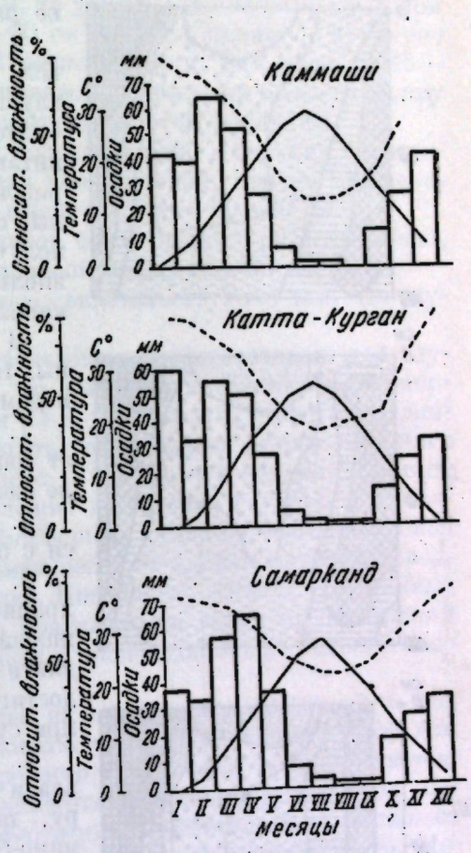
На фиг. 1 в графической форме изображен годовой ход осадков, температуры воздуха и относительной влажности воздуха для трех точек, входящих в число тех агрометстанций, для которых имеются данные по водному режиму почв.

При рассмотрении этих графиков прежде всего бросается в глаза крайне неравномерное распределение осадков. Наибольшие количества их (от 30 до 65 мм в месяц) выпадают в период январь — апрель. В мае их количество начинает резко снижаться и период июнь — сентябрь может характеризоваться как практически полностью лишенный осадков. Если мы учтем распределение осадков в пределах мая и октября, то продолжительность этого практически бездождного периода определится примерно в 5 месяцев (с середины мая до середины октября). По окончании этого периода начинается осенний период выпадения осадков, в течение которого их месячные суммы нарастают от октября к декабрю. Годовая сумма осадков колеблется от 150 до 400 мм, значительно увеличиваясь в горных областях.

Средние месячные температуры воздуха в течение года колеблются от величин, близких к 0° до 30°, причем абсолютные минимумы и максимумы достигают —30°, с одной стороны и +45°—с другой.

Средняя месячная относительная влажность воздуха в течение года колеблется от 70—80% до 25—35%. В дневные часы в летние месяцы относительная влажность может падать до величин, измеряемых единицами процентов.

Таким образом, характерными чертами климата являются высокие среднемесячные летние температуры воздуха, наличие 4—5-месячного летнего перерыва в выпадении осадков и большая сухость воздуха. К этому следует добавить большие суточные колебания температуры воздуха.



Фиг. 1. Элементы климата УзССР по станциям Каммаши, Катта-Курган и Самарканд

II

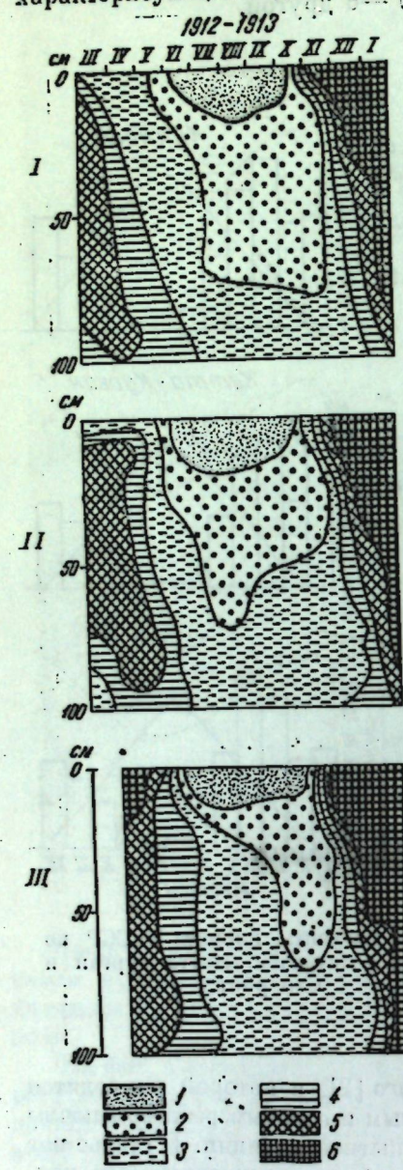
Обратимся теперь к водному режиму почв богарной зоны. Эти почвы относятся обычно к различным подтипам сероземов, начиная от светлых сероземов на равнинах и типичных сероземов на низких предгорьях и кончая темными и выщелоченными сероземами в горных областях.

Опубликованные данные по водному режиму богарных почв Узбекистана (а вместе с тем и по водному режиму неполивных почв Средней Азии вообще) весьма немногочислены.

В 1912 г. появилась статья Базилевского [2], в которой приводятся данные параллельных наблюдений над водным и солевым режимом почвы на Туркестанской сельскохозяйственной опытной станции. В статье нет специальных указаний на глубину залегания почвенно-грунтовых вод. Но величины влажности почвы, определявшиеся до глубины 100 см, позволяют заподозрить присутствие почвенно-грунтовых вод на небольшой глубине — на такой, которая, во всяком случае, сделала возможным капиллярное питание ими верхней метровой толщи. Поэтому не будем приводить эти данные и рассматривать их подробно. Отметим только, что даже в этих условиях к середине августа, по данным Базилевского, замечается значительное просушивание почвы даже на черном пару, выразившееся в падении влажности до величин, меньших 9%, на глубине 50—100 см. Каких-либо данных, характеризующих водно-физические свойства почв, не приводится.

Гораздо более обстоятельной является работа Негоднова [8], которую

и следует, повидимому, считать единственной опубликованной работой, характеризующей водный режим почв богарной зоны Узбекистана, а вместе с тем и всей Средней Азии.



Фиг. 2. Изменения влажности почвы под разными угодьями, по данным Негоднова:
I — залежь; *II* — пшеничное поле; *III* — черный пар.
1 — влажность < 4%; *2* — 4—8%; *3* — 8—12%; *4* — 12—16%; *5* — 16—20%; *6* — > 20%

Остановимся несколько подробнее на ее рассмотрении.

Грунтовые воды на поле, на котором вел наблюдения Негоднов, залегали на глубине 9—10 м, т. е. на такой, которая как будто полностью исключает возможность питания за их счет верхнего метрового горизонта, хотя, как мы увидим ниже, данные о сезонной динамике влажности почв, полученные Негодновым, не позволяют вполне уверенно говорить об отсутствии капиллярной связи.

В результате рассмотрения своих данных Негоднов приходит к следующим выводам:

1. Обогащение почвы влагой достигает наибольшей величины в январе, после чего ее количество убывает.

2. Увеличение запаса влаги начинается с осени.

3. Черный пар в мае, июне и июле сохраняет больше влаги, чем залежь или пшеничное поле, но к концу августа запас влаги на всех трех полях выравнивается, достигая величин, уже «неотчуждаемых при существующих условиях испарения».

4. Вследствие большого содержания влаги в мае, июне и июле на черном пару, последний благодаря развитию химико-биологических процессов благоприятствует подготовке плодородия почвы.

5. Способствовать накоплению влаги черный пар не может (Подчеркнуто нами. — *А. Р.*).

На основании данных Негоднова мы составили графики гидроизоплет, изображенные на фиг. 2. Эта форма выражения является наиболее наглядной.

Эти графики позволяют несколько дополнить, а частично и изменить выводы Негоднова.

Во-первых, нельзя согласиться с тем, что наибольшее обогащение влагой имеет место в январе. Для 1912 г. наибольший запас влаги под пшеницей и на пару наблюдался, повидимому (точных прямых данных нет) в апреле, а на целине — повидимому в марте. Для 1913 г. имеются данные только за один январь, и никаких оснований для заключения о том, что в январе запас влаги достигает максимальной величины, нет. Ниже мы действительно увидим, что максимальная величина запаса влаги чаще всего приходится на конец марта.

Далее графики гидроизоплет свидетельствуют о громадной изменчивости влажности почвы в течение года. Если мы учтем приводимые Негодновым данные о водно-физических свойствах почв (не вполне, однако, сравнимые, так как они относятся к другому полю), то увидим, что нижним пределом влажности для верхнего слоя до 15—20 см глубины является примерно половина величины максимальной гигроскопичности, для слоя от 15—20 до 70 см — максимальная гигроскопичность и лишь для более глубоких слоев нижний предел влажности лежит выше этой величины.

Таким образом, начиная со второй половины мая, в верхних горизонтах начинает исчезать влага, доступная для растений, причем мощность слоя, лишенного доступной влаги, к осени достигает 60—80 см.

Верхний предел влажности не может быть охарактеризован точно, но лежит вероятно около величины полевой влагоемкости.

Данные Негоднова с несомненностью свидетельствуют о том, что глубина промачивания превышает 1 м.

Вместе с тем, однако, эти данные, вследствие недостаточности той глубины, до которой велись наблюдения, не дают вполне точного и бесспорного представления о типе водного режима, присущего данным почвам. Можно лишь предполагать, что водный режим богарных почв слагается по типу импермацидного [3], т. е. что верхняя граница капиллярной каймы грунтовых вод лежит достаточно глубоко и капиллярного смыкания между влагой атмосферных осадков, впитывающейся в почву, и влагой, капиллярно-поднимающейся от зеркала грунтовых вод, в почвах богарной зоны не происходит. Повторяем, однако, что данные Негоднова бесспорных доказательств правильности таких представлений не дают — они слишком кратковременны и производились на недостаточно большую глубину.

Сопоставляя наблюдения Негоднова на целине, под пшеницей и под черным паром, мы можем констатировать, что резкой качественной или количественной разницы в водном режиме этих полей не наблюдается. Просыхание почвенного профиля начинается несколько раньше под целиной, что вполне понятно, ибо естественная растительность начинает вегетировать, а следовательно, и десугировать влагу раньше всего. Несколько позднее начинается просыхание под пшеницей и еще позднее — под черным паром. Под ним же позднее вытягивается вниз и язык, соответствующий неусвояемой влаге.

Глубина, которой достигает этот язык под черным паром, лишь немногим меньше, чем под целиной. Впрочем, неизвестно, в какой мере пар был действительно «черным», а малейшее зарастание пара сорняками влечет за собой сильное и резкое иссушение почвы под ним.

К последнему выводу Негоднова — о том, что черный пар не может способствовать накоплению влаги,— мы вернемся ниже.

III

В материалах агрометслужбы НКЗ Узбекской ССР имеются данные наблюдений над влажностью почвы по десяти агрометстанциям. Критическая оценка этого материала показала, что для наших целей могут быть использованы данные только по пяти станциям. Из остальных пяти четыре относятся к нетипично богарным условиям (близость грунтовых вод, наличие нерегулярных поливов), а на пятой наблюдения были начаты лишь на второй половине 1941 г.

Поэтому мы сочли возможным использовать данные только пяти станций:

Милютинская — с октября 1938 г.
Галля-Арал — с октября 1937 г.
Самарканд — с мая 1938 г.
Катта-Курган — с сентября 1937 г.
Каммаши — с января 1937 г.

Приходится, однако, признать, что во многих отношениях данные этих станций далеко не безупречны.

1. Одним из важнейших их недостатков является недостаточная глубина, до которой ведутся наблюдения. В использованных нами данных эта стандартная глубина равняется 1 м. Между тем, как мы видели уже выше и будем иметь случай подтвердить ниже, глубина ежегодного промачивания в богарных почвах в большинстве случаев превышает 1 м, достигая чаще 120—150 см, а иногда и более. С другой стороны, некоторые наблюдения, сделанные Е. И. Кочериной в 1942 г., показывают, что глубина распространения корневой системы пшеницы также обычно превышает 1 м. Поэтому, определяя влажность почвы до глубины в 1 м, мы заведомо лишаем себя возможности определить общий запас доступной для растений влаги, глубину промачивания, подсчитать общий баланс влаги в почве и изучить процесс расходования влаги, а тем самым и механизм последнего и т. д. Одним словом, какими бы мы целями не задавались — чисто научными или чисто практическими, или теми или другими вместе, — метровая глубина наблюдений над влажностью почвы не обеспечивает нам достижения ни тех, ни других.

2. Наличие на данной территории целой сети точек с наблюдениями над влажностью почвы, охватывающих различные физико-географические условия, является, казалось бы, весьма важным обстоятельством, позволяющим выяснить влияние этих физико-географических условий на водный режим почв. Для почв богарной зоны с ее очень скудным водным режимом установление соответствующих связей и закономерностей является особенно важным с точки зрения хотя бы районирования этой зоны.

Но для того чтобы данные наблюдений над водным режимом могли быть использованы в этом направлении, совершенно необходимо организовать наблюдения так, чтобы они были сравнимы в отношении прочих условий. К числу последних принадлежат: положение наблюдательного участка в рельефе, его экспозиция, угол наклона, сроки и способы обработки, нормы высева, культура и ее сорт и прочее.

Насколько важна идентичность во всех этих условиях, вплоть до своевременной борьбы с вредителями, показывает следующий случай, имевший место в 1942 г. на Каммашинском наблюдательном пункте Почвенно-ботанического института УзФАН[1]. Из целой серии наблюдательных площадок выделилась одна, на которой по условиям рельефа следовало ожидать пониженного запаса влаги, в то время как на самом деле, начиная с некоторого момента и до конца вегетационного периода, этот запас был значительно выше, чем на других соседних площадках. При анализе такого парадоксального явления оказалось, что пшеница на этой площадке была почти полностью уничтожена вредной черепашкой, вследствие чего резко снизился расход почвенной влаги на десукцию. Вредная черепашка выступила, таким образом, в роли своеобразного фактора сбережения влаги в почве. Очевидно, при наличии такого неожиданного вмешательства со

[1] Личное сообщение сотрудника Почвенно-ботанического института Б. В. Горбунова.

стороны этого представителя полужесткокрылых, никакое сравнительное изучение влияния физико-географических условий или тех или иных агротехнических мероприятий на водный режим здесь не было возможным.

Поэтому следует считать совершенно необходимым обеспечение сравнимости данных при постановке наблюдений над водным режимом почв. Что считать прочими равными условиями, зависит конечно в каждом данном случае от целей исследования. Сравнимость должна быть обеспечена соответствующей организацией работ, под каковой следует понимать прежде всего единство принципов при выборе наблюдательных участков; разработку тщательной и подробной инструкции по обработке участка и уходу за ним, обеспечивающей единство мероприятий, единство методов наблюдений и т. д.

Наблюдения над влажностью почвы, как и изучение режима любого другого явления, необходимо вести в течение ряда лет — какие бы цели при этом не преследовались. Эта необходимость диктуется прежде всего изменчивостью режимов погоды. При этом, однако, требуется также обеспечение сравнимости наблюдений, сделанных в разные годы. Лучше всего это может быть достигнуто путем выбора крупного наблюдательного участка, достаточного для того, чтобы вмещать на своей поверхности буровые скважины в течение ряда лет. В случае же, если все-таки участок нужно заменить новым, необходимо провести тщательное сравнение старого и нового участков как в отношении динамики влажности на них, так и в отношении одинаковости их почвенного покрова, геологического строения и проч.

4. Опытным учреждениям, разрабатывающим вопросы агротехники и типы севооборотов, совершенно необходимо поставить наблюдения над водным режимом так, чтобы они охватывали весь севооборот, и провести их минимально в течение одной ротации (а желательно — в течение 2 ротаций). Это необходимо для того, чтобы составить баланс влаги во всем севообороте в целом, каковой баланс, в условиях богарного земледелия, должен служить важнейшим критерием для суждения о правильности построение севооборота.

Указанные условия не исчерпывают, понятно, всех требований, которые должны быть предъявлены к постановке наблюдений над водным режимом, но включают, думается, по крайней мере, основные мероприятия.

К большому сожалению приходится констатировать, что тот материал наблюдений на богарных агрометстанциях, который мы будем рассматривать ниже, ни одним из этих условий обеспечен не был.

Во всяком случае из примечаний, сопровождающих данные наблюдений, этого усмотреть никак нельзя. Поэтому возможность географического сравнения этих данных весьма ограничена и таковое может быть сделано лишь с очень большими оговорками в самой общей форме.

Наблюдения на агрометстанциях, которыми мы будем пользоваться, велись, как правило, 3 раза в месяц, т. е. ежедекадно, обычно по 8, 18 и 28 числам, с двукратной повторностью. Двукратную повторность, вообще говоря, нельзя считать обеспечивающей достаточную точность; но в данном случае, принимая во внимание довольно большую однородность почв богарной зоны, развитых на достаточно мощных лёссовидных или лёссовых отложениях, этой повторностью на первый раз можно удовлетвориться.

При обработке данных наблюдений, для суждения не только о количестве, но и о качестве почвенной влаги нам необходимо было иметь представление о физических свойствах соответствующих почв. Для этой цели мы использовали работу Сабининой [12], которая провела специаль-

ное изучение физических свойств почв на агрометстанциях Средней Азии[1]. Весьма существенным достоинством этой работы является то обстоятельство, что она выполнена с начала до конца одним лицом, причем и сбор материала и его обработка велись по единой методике. Это обеспечивает весьма высокую сравнимость полученных данных. К числу недостатков работы следует отнести, во-первых, то, что физические свойства изучались только в пределах первого метра, а, во-вторых, отсутствие данных по водоудерживающей способности этих почв (полевой влагоемкости), которая в данных условиях является весьма важной постоянной.

В работе мы находим данные по объемному весу, удельному весу, общей порозности, максимальной гигроскопичности, коэффициенту завядания и механическому составу. Все определения сделаны для каждого 10-сантиметрового слоя.

Что касается величин полевой влагоемкости, которая нас также интересовала, как граница резкого изменения подвижности почвенной влаги, то эти величины были приближенно определены нами из наблюдений над влажностью почвы. Для этого на каждой станции за все годы наблюдений мы сделали выборку максимальных, но у с т о й ч и в ы х величин влажности, наиболее часто встречающихся в весенние периоды, и из них вычислили средние. Такие устойчивые величины довольно резко выделяются среди остальных, как это нетрудно видеть из следующего примера (табл. 1).

ТАБЛИЦА 1

Влажность почвы на станции Милютинская в зимние и весенние периоды (в % от веса сухой почвы)

Глубина взятия образца в см	Даты определения																	
	1939 г.											1940 г.						
	8 I	18 I	28 I	8 II	18 II	28 II	9 III	8 IV	18 IV	28 IV	8 V	18 II	28 II	8 III	18 III	28 III	8 IV	18 IV
0—10	18	26	22	20	22	18	19	13	20	13	10	19	14	13	20	22	14	14
20—30	13	16	18	18	16	18	18	18	17	13	11	16	15	15	17	18	17	16

Жирным шрифтом даны те величины, которые мы использовали для вычисления полевой влагоемкости.

По всей вероятности, полученные таким образом величины полевой влагоемкости являются несколько преувеличенными, особенно в верхних горизонтах, и, наоборот, несколько преуменьшенными для горизонтов нижних. Но ошибка, можно думать, принимая во внимание массовость материала, не так уже велика. Во всяком случае при непосредственном определении полевой влагоемкости на Милютинской станции мы получили величины, отличающиеся от полученных путем, указанным выше, на десятые доли процента, поэтому мы сочли возможным в дальнейшем пользоваться этими цифрами. В табл. 2 мы приводим величины максимальной гигроскопичности и коэффициента завядания, заимствованные из работы Сабининой [12], величины полевой влагоемкости, определенные нами вышеуказанным способом, и величины водовмести-

[1] Приносим свою искреннюю благодарность И. Г. Сабининой за разрешение воспользоваться ее работой еще до опубликования последней.

ТАБЛИЦА 2

Водно-физические свойства почв на участках агрометстанций (в % от веса сухой почвы)

Глубина в см	Милютинская				Галля-Арал				Самарканд				Катта-Курган				Каммаши			
	Максимальная гигроскопичность	Влажность завядания	Полевая влагоемкость	Полная водовместимость	Максимальная гигроскопичность	Влажность завядания	Полевая влагоемкость	Полная водовместимость	Максимальная гигроскопичность	Влажность завядания	Полевая влагоемкость	Полная водовместимость	Максимальная гигроскопичность	Влажность завядания	Полевая влагоемкость	Полная водовместимость	Максимальная гигроскопичность	Влажность завядания	Полевая влагоемкость	Полная водовместимость
0— 10	4	6	18	37	4	8	21	30	2	5	17	36	3	5	19	33	4	5	17	40
10— 20	3	6	18	33	5	8	19	34	2	4	16	31	2	4	17	34	4	5	17	35
20— 30	4	6	18	31	4	7	19	36	2	4	17	37	2	5	16	34	3	4	14	39
30— 40	4	6	18	35	4	6	19	37	2	5	16	37	3	4	16	38	3	5	15	36
40— 50	4	6	18	37	5	6	19	38	2	4	16	35	3	4	16	37	3	5	14	35
50— 60	4	6	16	31	5	6	19	29	2	4	16	34	2	4	15	—	3	5	14	36
60— 70	4	6	16	34	5	7	19	29	2	4	16	35	3	5	15	—	3	4	13	36
70— 80	4	6	16	33	5	8	18	29	2	4	15	32	3	4	15	37	3	4	13	34
80— 90	3	6	16	36	5	7	17	32	2	4	15	32	3	6	15	34	3	5	14	40
90—100	4	5	16	32	3	7	17	27	2	4	16	34	3	5	15	34	3	4	13	35

мости, рассчитанные нами из величин общей порозности и объемного веса, приводимых в работе Сабининой [12]. Все величины округлены нами до целых процентов.

Весь цифровой материал по влажности почв, полученный на выбранных нами пяти агрометстанциях, был обработан нами графически по методу, предложенному Высоцким, в виде хронизоплет, с одним, однако, изменением.

Изолинии влажностей на графиках мы проводили не по тем или иным величинам весовой влажности, а по определенным категориям почвенной влаги. Таких категорий нами было установлено четыре: 1) «недоступная» растениям влага в пределах от 0 до величины максимальной гигроскопичности; 2) «неусвояемая» влага—от величины максимальной гигроскопичности до величины влажности завядания; 3) «усвояемая» влага, не способная к гравитационному стеканию — от влажности завядания до полевой влагоемкости; 4) «гравитационная» влага — от полевой влагоемкости до полной водовместимости.

При этом третья категория была поделена на четыре равных интервала чисто арифметическим путем; четвертая категория, так же как и третья, но — на два интервала. Всего, таким образом, получилось 8 интервалов.

Выраженные таким образом данные по влажности почв изображены на фиг. 3. Сверху на графиках нанесены декадные суммы атмосферных осадков, по наблюдениям на тех же станциях.

IV

Переходим к рассмотрению этих графиков.

Первый вывод, который может быть сделан в результате этого рассмотрения, заключается в том, что водный режим почв богарной зоны по своему типу действительно является импермацидным, по терминологии Высоцкого [3]. Это значит, что влага атмосферных осадков промачивает лишь некоторую сравнительно небольшую часть почвенно-грунтовой толщи, отнюдь не достигая верхней границы капиллярной каймы грунтовых вод. Между нижней границей зоны промачивания и верхней границей капиллярной каймы лежит толща относительно сухой почвы, влажность которой приближается к влажности завядания.

Эта сухая толща, однако, не безжизненна. Ее пронизывают корни некоторых сорняков как, например, верблюжьей колючки. Эти корни используют, вероятно, те ничтожные количества усвояемой влаги, которые попадают в эту толщу в результате перегонки водяного пара или пленочного передвижения и не дают таким образом влажности почвы превысить сколько-нибудь заметно влажность завядания. Возможно, что эти корни пронизывают «мертвый» горизонт и достигают грунтовых вод.

Делая такой вывод об общем характере водного режима богарных почв, мы должны оговориться, что рассматриваемых данных наблюдений на агрометстанциях недостаточно для обобщения этого вывода. Недостаточная глубина наблюдений привела к тому, что не все станции и не во все годы дают отчетливую картину импермацидного режима. Таковой более или менее бесспорно наблюдался лишь в 1940 г. на станции Каммаши, в 1940 г. в Галля-Арале, в 1939, 1940 и 1941 гг. в Катта-Кургане, в то время как во всех остальных случаях промачивание превысило 1 м, и мы в этих случаях можем, на основании общей формы гидроизоплет, лишь догадываться об ограниченности глубины промачивания.

Однако данными наблюдений, проводимых под нашим руководством

и производившихся на глубину до 3 м, часть которых будет изложена ниже, сделанный выше вывод о типе водного режима богарных почв был полностью подтвержден.

Далее, при рассмотрении графиков, бросается в глаза отмеченная уже выше, при анализе данных Негоднова, значительная амплитуда изменений влажности почвы, свидетельствующая о большой контрастности режима влажности, вполне, конечно, естественной при контрастности климатических условий. Эта контрастность в большей или меньшей мере охватывает всю метровую толщу, будучи несколько слабее выражена в Каммашах и, наоборот, резче всего в Галля-Арале и Милютинской. (Мы сравниваем сейчас только занятые поля, откладывая до дальнейшего рассмотрение черных паров.)

Качественно эта контрастность выражается в том, что влажность в метровой толще почвы в течение года меняется от величины полевой влагоемкости (в отдельные моменты даже превышая ее) до величины меньшей, чем влажность завядания (Милютинская, Галля-Арал), или очень близкой к ней (Катта-Курган и Каммаши), а в верхних 20—40 см опускаясь даже до величин меньших, чем максимальная гигроскопичность. Таким образом, колебания влажности, особенно в верхних горизонтах, в течение года достигают почти максимальных, мыслимых вообще, пределов.

Общий ход влажности в течение года в разных пунктах и за разные годы в общем одинаков. Обычно уже после первых осенних дождей начинается промачивание почвы и накопление в ней запаса влаги. Этот период чаще всего начинается в середине или конце ноября. Реже, в связи с более ранним выпадением осадков, он начинается в октябре, но и в этом случае все же до конца ноября промоченный слой не превышает 2 дм, а создавшийся запас влаги может даже начать несколько уменьшаться и лишь с конца ноября наступает уже устойчивое его нарастание.

Само нарастание запаса происходит таким образом, что в общем сначала сильнее насыщаются верхние горизонты, затем все более и более глубокие. Вместе с тем, однако, переход между смоченной и несмоченной почвой обычно бывает не слишком резким, чаще довольно постепенным, а иногда даже сильно растянутым, как, например, с октября 1940 по январь 1941 г. в Галля-Арале, в Самарканде и в Каммашах. Такая растянутость создается, видимо, в случаях концентрированного выпадения осадков, когда просачивающаяся влага не успевает впитываться наиболее тонкими капиллярами, быстро стекая по более крупным ходам (особенно в пределах «дырчатого» горизонта сероземов) в нижележащие горизонты.

Общая глубина промачивания по всем изученным пунктам, в большинстве случаев, превышает 1 м и, поскольку наблюдения велись только в пределах метровой толщи, точно определена быть не может. Вместе с тем мощность почвенного слоя, влажность которого при промачивании достигает величины водоудерживающей способности (полевой влагоемкости), в большинстве случаев не превышает метровой глубины, достигая чаще 40—60—80 см. Ниже границы этого слоя иногда наблюдается постепенное медленное рассасывание влаги из этой зоны (например Катта-Курган в 1938 г., Самарканд в 1940 и 1941 гг., Галля-Арал в 1940 г. и т. д.), на котором подробнее остановимся ниже.

При длительном непрерывном выпадении осадков спорадически появляются языки гравитационной влаги, которые обычно вызывают значительное увеличение мощности слоя, промоченного до величины полевой влагоемкости.

Этот последний слой достигает наибольшей мощности обычно в марте, реже — в самом начале апреля. После этого увеличение общей

глубины промачивания идет уже только за счет относительно медленного рассасывания влаги из этой зоны. Эта зона, как правило, дает только один язык с довольно плавными очертаниями и более или менее ровной нижней границей. Однако в некоторых редких случаях наблюдается образование нескольких резко выраженных языков, как, например, в Галля-Арале в 1938 г., когда зона наибольшего промачивания дала три резко выраженных узких языка. Недостаточная глубина наблюдений препятствует точному объяснению причин этого явления. Видимо, оно также связано с концентрированным выпадением осадков, возможно непосредственно предшествовавшим определению влажности, причем стекание по крупным трещинам и ходам превалировало над рассасыванием в тонкие капилляры.

Обычно в первой декаде апреля, реже — несколько позднее или несколько ранее, промачивание почвы сменяется противоположным процессом, ее просушиванием. Для этого процесса может быть намечено два основных типа. В одном случае просыхание профиля идет постепенно, сверху вниз, захватывая один слой за другим. Изолинии влажности при этом направляются наклонно вниз. Просыхание этого типа хорошо выражено в Катта-Кургане в 1938 и 1939 гг., несколько хуже — в 1940 и 1941 гг., в Самарканде — в 1941 г., в Галля-Арале в 1938 г. (Напоминаем, что мы пока не касаемся паровых участков.)

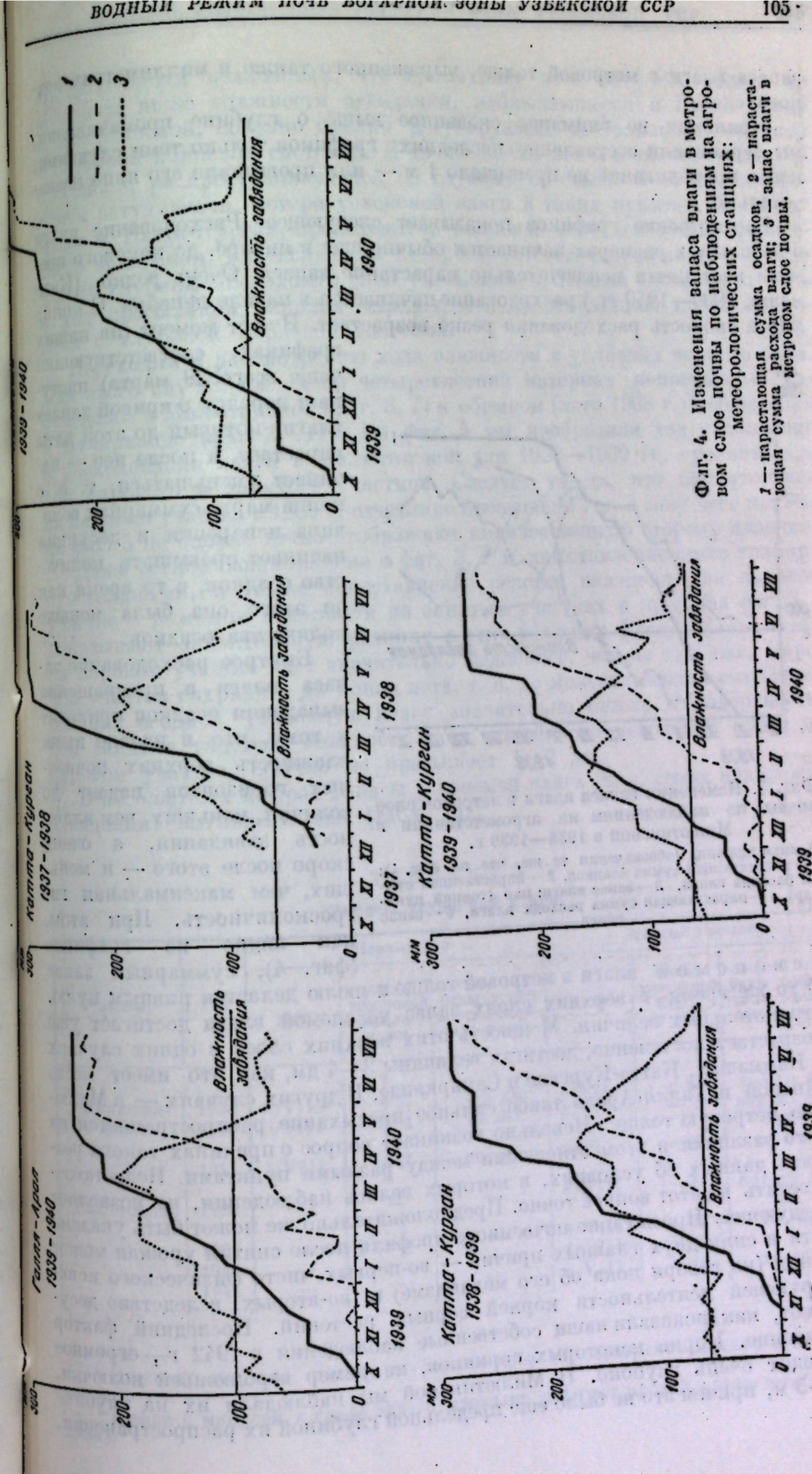
При другом типе просыхания оно идет с одинаковой интенсивностью сразу во всем почвенном профиле в целом, причем изолинии влажности на графиках направляются более или менее вертикально вниз. Этот случай особенно хорошо выражен в Каммашах (все три года), в Галля-Арале в 1939, 1940, 1941 гг., в Милютинской под пшеницей в 1939 и в 1941 гг.

Что может служить причиной такого различия в ходе просыхания почвенного профиля? Нам кажется, что эту причину следует искать в ходе развития растительности, в особенности ее корневых систем. Если посеянная осенью культура успеет осенью же прорасти и развить некоторую корневую систему, то эта система будет усиленно развиваться в начале весны — примерно в течение марта, когда продолжается еще нарастание запаса влаги в почве. К началу апреля эта корневая система достигает своего более или менее полного развития и при начинающем преобладании расхода влаги над ее поступлением быстро обезвоживает всю толщу промоченного слоя почвы.

Второй случай имеет место при яровом посеве или при таком осеннем, когда в силу тех или иных условий семена осенью не проросли и их прорастание имело место лишь в начале весны. В этом случае корневая система начинает развиваться только весной, интенсивно используя влагу сначала самых верхних горизонтов и лишь по мере своего развития постепенно распространяя свое десугирующее влияние на нижележащие горизонты, в которых в силу этого влага сохраняется дольше.

Просыхание почвенного профиля идет обычно очень быстрыми темпами. Под озимыми посевами оно продолжается от одного до полутора месяцев и заканчивается обыкновенно в середине или в конце мая. Под яровыми, в соответствии со сказанным выше, оно идет медленнее и растягивается на два и даже два с половиной месяца, заканчиваясь в начале или середине июня.

Для того чтобы более наглядно показать ход промачивания и просыхания почвы, мы построили еще серию графиков фиг. 4 — I, II, III, IV, V и фиг. 5, на которых изображены: 1) нарастающая сумма осадков в мм водного слоя; 2) нарастающая сумма расхода влаги (исходный запас плюс нарастающая сумма осадков минус запас на данное число) и 3) изменение

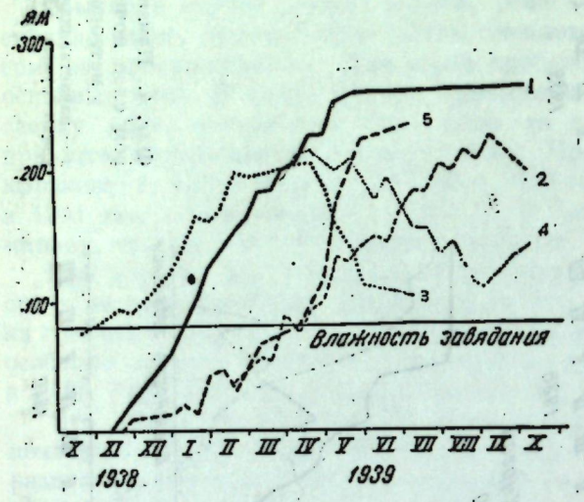


Фиг. 4. Изменения запаса влаги в метровом слое почвы по наблюдениям на агрометеорологических станциях: 1 — нарастающая сумма осадков, 2 — нарастающая сумма расхода влаги; 3 — запас влаги в метровом слое почвы.

запаса влаги в метровой толще, выраженного также в миллиметрах водного слоя.

Принимая во внимание сказанное выше о глубине промачивания, мы ограничили составление последних графиков только теми случаями, когда промачивание не превышало 1 м — или превышало его явно незначительно.

Рассмотрение графиков показывает следующее. Расходование влаги в небольших размерах начинается обычно еще в январе, до какового времени идет почти исключительно нарастание запаса. Очень редко (Каммаши, 1939—1940 гг.) расходование начинается в начале декабря. С конца марта скорость расходования резко возрастает. В этот момент (на наших графиках соответствующий чаще всего 28 марта) наступает перелом в кривой запаса влаги, который до этой даты нарастает, а после нее — начинает уменьшаться, т. е. с конца марта суммарная величина испарения и десукции начинает превышать количество осадков, в то время как до этого она была меньше количества осадков.



Фиг. 5. Изменения запаса влаги в метровом слое почвы по наблюдениям на агрометстанции в Милютинской в 1938—1939 г.

Озимая пшеница (обозначения те же, что на фиг. 4): *1* — нарастающая сумма осадков, *2* — нарастающая сумма расхода влаги, *3* — запас влаги; пар (тонкий пунктир), *4* — нарастающая сумма расхода влаги, *5* — запас влаги

Быстрое расходование запаса влаги и прекращение выпадения осадков приводят к тому, что в начале июня влажность верхних почвенных горизонтов падает до величин, меньших, чем влажность завядания, а очень скоро после этого — и меньших, чем максимальная гигроскопичность. При этом, как видно из графиков (фиг. 4), суммарный запас усвояемой влаги в метровой толще к июлю делается равным нулю. В то же время в верхних слоях запас усвояемой влаги достигает уже отрицательных величин. Мощность этих верхних слоев в одних случаях возрастает постепенно, достигая величины 3—4 дм, как это имеет место в Каммашах, Катта-Кургане и Самарканде. В других случаях — в Милютинской и Галля-Арале такое сильное просыхание распространяется на всю метровую толщу. Невольно возникает вопрос о причинах такого резкого различия в этом отношении между разными пунктами. Недостаточность данных об условиях, в которых велись наблюдения, не позволяет ответить на этот вопрос точно. Предположительно же может быть указано следующее. Просыхание почвенного профиля после снятия урожая может итти в силу двух главных причин — во-первых, чисто физического испарения (не говоря пока об его механизме) и, во-вторых, вследствие десукгирующей деятельности корней сорных растений. Последний фактор имеет, как показали наши собственные наблюдения в 1942 г., огромное значение. Корни некоторых сорняков, например верблюжьей колючки, уходят очень глубоко. В Милютинской мы наблюдали их на глубине 3—5 м, причем это не было еще предельной глубиной их распространения.

Представляется возможным, что просыхание всей метровой толщи до величины ниже влажности завядания, наблюдающееся в Галля-Арале и Милютинской, обязано именно десукгирующей деятельности сорняков с глубокой корневой системой. В то же время возможно, что очень постепенная, распространяющаяся на глубину не свыше 3—4 дм, со временем затухающая, потеря усвояемой влаги в таких пунктах, как Каммаши и Катта-Курган, происходит в большей мере вследствие физического испарения, интенсивность которого, естественно, должна с увеличением глубины просохшего слоя уменьшаться. Иными словами, степень и ход просыхания жнивья определяется засоренностью полей сорняками с глубокой корневой системой.

Переходим к рассмотрению хода влажности в условиях черного пара. Для этого случая мы имеем четырехлетний материал непрерывных наблюдений в Милютинской (фиг. 3, *I*) и обрывок (лето 1938 г.) наблюдений в Самарканде (фиг. 3, *III*). На фиг. 5 мы изобразили ход накопления и расходования влаги в Милютинской для 1938—1939 гг. сравнительно для парового и занятого участков. Следует учесть, что промачивание на паровом участке в 1939 г. отчетливо превышало 1 м, в силу чего кривые на фиг. 5 не вполне точно отображают количественную сторону явления.

Даже беглое ознакомление с фиг. 3, *I* и сопоставление этого графика с остальными, а также сопоставление режима влажности на паровом участке с режимом влажности на занятых участках в пределах фиг. 3, *I* показывают значительную разницу в этих режимах. Расходование влаги на паровом участке идет значительно медленнее, чем на занятых. Паровой участок сохраняет до конца лета, т. е. до момента начала выпадения осенних осадков, усвояемую влагу значительно ближе к поверхности, чем занятые участки. Мощность слоя, лишенного усвояемой влаги на паровом участке, обычно не превышает 1—2 дм.

В абсолютных цифрах запасы усвояемой влаги (т. е. сверх влажности завядания) выглядели так (табл. 3):

ТАБЛИЦА 3

Запасы усвояемой влаги

Станции	Год	Черный пар			Занятый участок		
		дата	запас усвояемой влаги в мм	с какой глубины встречается усвояемая влага	дата	запас усвояемой влаги в мм[2]	с какой глубины встречается усвояемая влага
Милютинская	1939	8/VIII[1]	+57	2-й дм	8/VII	+22	с 4-го дм
	1940	8/VIII	+61	то же	8/VII	— 2	нет до 100 см
	1941	8/VIII	+61	то же	8/VI	+28	с 1-го дм
Галля-Арал	1938	—	—	—	8/VIII	—30	нет до 100 см
	1939	—	—	—	8/VIII	—35	то же
	1940	—	—	—	8/VIII	—27	то же
	1941	—	—	—	8/VIII	—28	то же

[1] Ниже мы поясним, почему мы производим это сравнение именно в начале августа.

[2] Цифра с минусом в графе запаса означает дефицит против влажности завядания.

Таким образом, к началу августа на паровом участке сохраняется на несколько десятков миллиметров больше усвояемой влаги, чем на жнивье. Этим самым опровергается цитированный выше вывод Негоднова [8] в его общем, по меньшей мере, виде. Однако глубина верхней границы слоя с усвояемой влагой измеряется все же 1—2 дм. Эти выводы пригодятся нам в дальнейшем при рассмотрении принципов агротехники на богарных землях.

Весьма интересным является вопрос о том, какой избыток влаги сохраняется на паровом участке к моменту начала вегетационного периода следующего года. Однако на этот вопрос наши материалы ответа не дают в силу неполноты наблюдений на занятых участках и недостаточной глубины определения влажности почвы.

Далее следует остановиться еще на одном интересном явлении. При рассмотрении графиков фиг. 3, *I—V* мы констатировали, что почва как под паровыми участками, так и особенно на занятых полях ежегодно просыхает до величин меньших, чем влажность завядания. При этом толща почвы, в которой потеря влаги достигает этих пределов, измеряется несколькими дециметрами, нередко доходя на занятых полях до метра. Благодаря этому в верхних слоях почвенной толщи создается дефицит доступной влаги, измеряемый разностью между запасом влаги, соответствующим влажности завядания, и фактическим запасом влаги. Величины этих дефицитов приведены в предпоследней графе табл. 4, а в последней графе той же таблицы приведены даты наступления «устойчивого дефицита» (под этим условным выражением мы понимаем исчезновение доступной влаги во 2-м дециметре).

Из табл. 4 мы видим, что «устойчивый» дефицит появляется, как правило, в июне — июле и лишь весьма редко в мае. Очевидно, его появление вызывается либо физическим испарением, либо десукцией сорными растениями, т. е. заведомо непроизводительными тратами влаги. Максимальные (осенние) величины дефицита колеблются довольно сильно — от нескольких миллиметров до почти 40 мм.

Это явление — образование дефицита усвояемой влаги — свидетельствует о том, что какая-то часть атмосферных осадков неизбежно теряется для культурных растений. В самом деле, при наличии этого дефицита первые порции осенних осадков должны пойти на его погашение, а не на создание п о л е з н о г о запаса влаги. И лишь после того как этот дефицит будет покрыт, начнет уже создаваться полезный запас. Говоря другими словами, заведомо не вся сумма атмосферных осадков может служить источником полезной для растений влаги.

Таким образом, те потери влаги, которые имеют место и после уборки хлебов, не проходят бесследно для производительности полей, снижая запас полезной влаги, а следовательно, и урожай будущего года. Поэтому борьба за сохранение влаги, особенно борьба с сорняками, должна вестись не только в период роста и развития культурных растений, но и после их уборки.

V

Закончив общий обзор режима влажности богарных почв, перейдем к более детальному ознакомлению с этим режимом и с балансом влаги. Для этого мы используем данные наблюдений, проводившихся в 1942—1944 гг. под нашим общим руководством А. Ф. Большаковым на Милютинской опытной станции, совместно с сотрудниками этой станции. Физи-

ТАБЛИЦА 4

Осенний дефицит влаги

Пункт	Год наблюдений	Мощность толщи, просохшей до величины меньшей влажности завядания в см	Запас влаги в этой толще, соответствующий влажности завядания в мм водного слоя	Фактич. запас влаги в этой же толще в конце осени, в мм водного слоя	Дефицит доступной влаги в этой же толще, в мм водного слоя	Дата появления устойчивого дефицита
1	2	3	4	5	6	7
Милютинская (черный пар)	1939	10	8	8	0	8 июля
	1940	10	8	4	4	—
	1941	20	16	12	4	8 октября
	1942	20	16	9	7	28 июля
Галля-Арал	1937	100	102	68	34	—
	1938	100	102	79	23	28 мая
	1939	100	102	76	28	28 мая
	1940	100	102	64	38	18 мая
	1941	100	102	72	30	8 июня
	1942	100	102	75	27	8 июня
Самарканд	1938	30	19	11	8	23 июня
	1939	40	26	14	12	8 июля
	1940	40	26	14	12	28 июня
	1941	30	19	13	6	5 июля
	1942	100	62	49	13	18 июля
Катта-Курган	1937	10	7	3	4	—
	1938	40	26	13	13	28 июня
	1939	40	26	13	13	28 июня
	1940	60	37	24	13	28 июня
	1941	100	62	46	16	28 июня
	1942	100	62	46	16	9 июля
Каммаши	1939	40	26	16	10	9 июля
	1940	20	14	7	7	29 июня
	1941	20	14	9	5	29 июня
	1942	100	65	55	10	19 июля

ческие свойства почвы наблюдательной площадки были изучены Е. И. Кочериной в 1942 г.

Подробное изложение всех результатов работы будет сделано авторами в особых статьях, а мы используем лишь данные наблюдений 1943—1944 на двух площадках — под черным паром и под пшеницей, для того, чтобы составить себе подробное представление об изменениях влажности почвенной толщи и особенно о ходе ее просушивания.

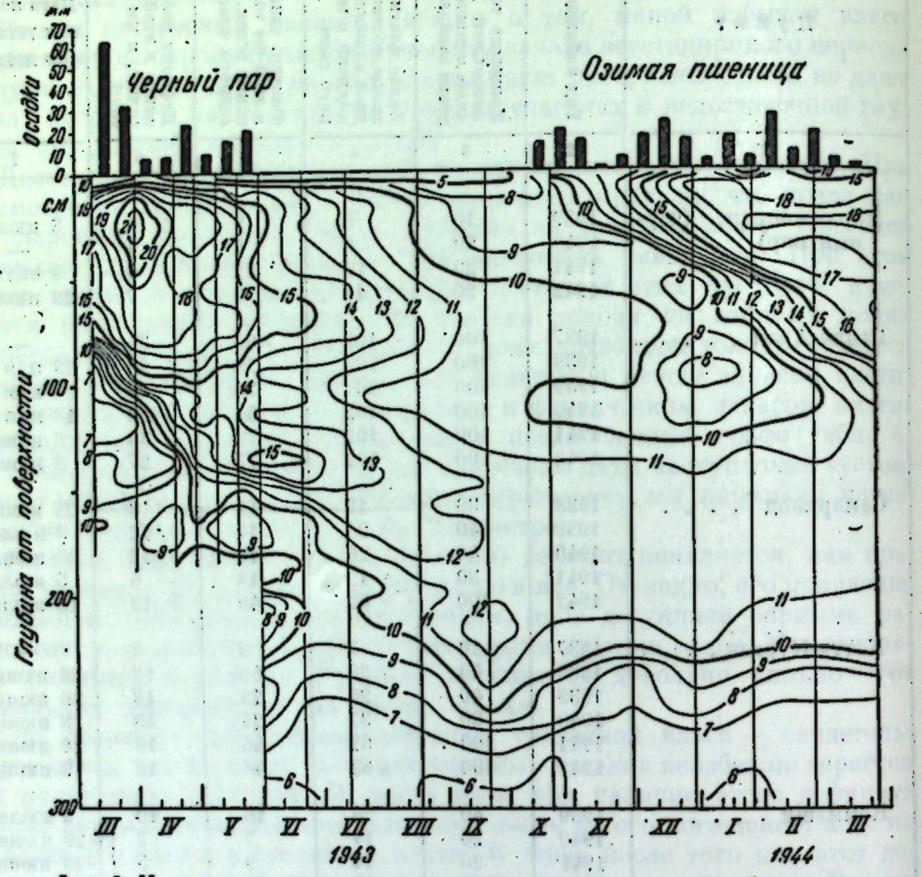
На фиг. 6 изображен ход влажности почвы под черным паром по данным наблюдений в 1943—1944 г. Изоплеты влажности на графике приведены через 1% влажности для того, чтобы получить более детальную картину явления.

Поверхность парового участка тщательно поддерживалась в состоянии, свободном от сорняков, в силу чего расход влаги на десукцию растениями был полностью исключен.

Уже беглый просмотр рис. 6 показывает, что в течение летнего периода почва парового участка теряет весьма большое количество влаги, причем

процесс потери идет непрерывно, начиная по крайней мере с начала апреля, т. е. с того времени, когда еще имеет место значительное выпадение осадков. Более внимательный и подробный анализ этого графика позволяет установить следующие факты.

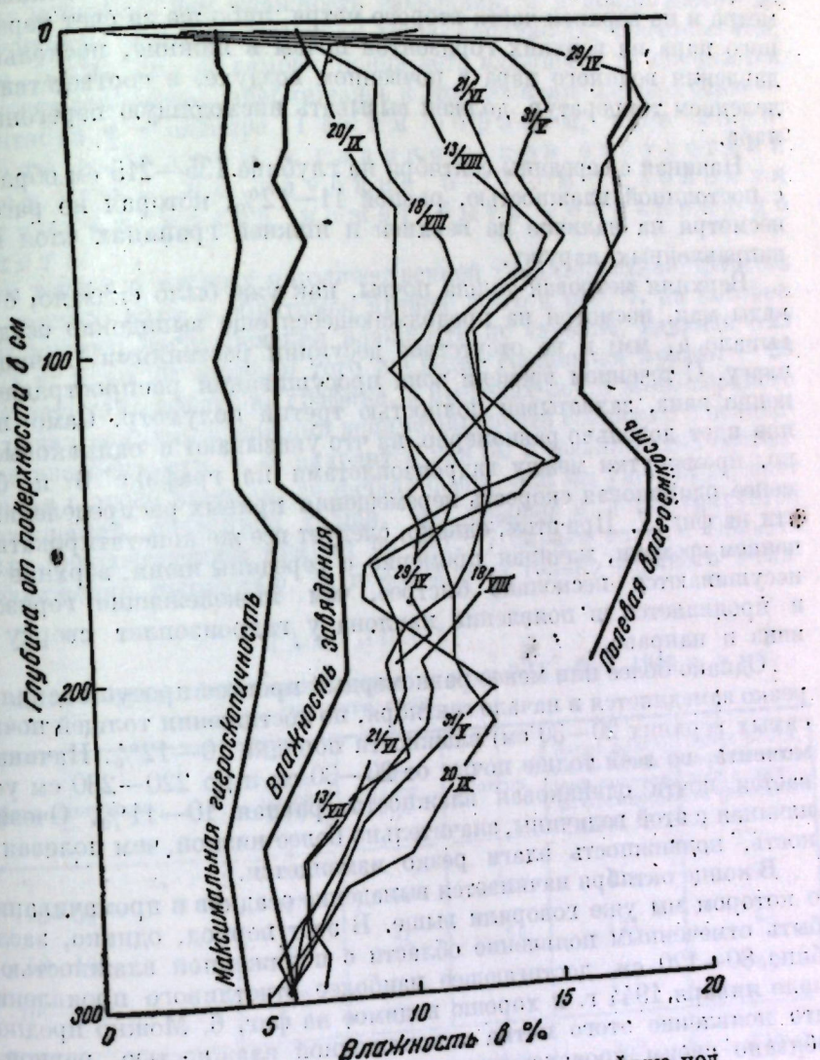
Процесс промачивания почвы, поступающей под пар после той или иной культуры в сильно просушенном состоянии, начинается, как мы



Фиг. 6. Изменения влажности почвы под черным паром по наблюдениям А. Ф. Большакова в Милютинской в 1943—1944 гг.

уже знаем, в конце октября вместе с началом выпадения осадков (см. график 6, правая часть). При более или менее равномерном выпадении осадков, как это имело место осенью 1943 г., и промачивание идет также равномерно, на что указывает более или менее прямолинейная форма гидроизоплет, идущих в общем параллельно друг другу и на более или менее одинаковых друг от друга расстояниях. И лишь по достижении почвой, начиная с ее верхних горизонтов, величин влажности, близких к полевой влагоемкости (в нашем случае 17—18%), гидроизоплеты в верхней части почвенной толщи начинают раздвигаться, отмечая тем самым появление области, насыщенной влагой до полевой влагоемкости (т. е. до водоудерживающей способности). Нижняя же граница промоченной зоны продолжает опускаться вниз. Это более или менее равномерное промачивание продолжается до конца апреля, когда в его ходе наступает перелом. Этот перелом (см. фиг. 6) заключается в том, что верхняя часть почвенной толщи, мощностью около 100 см (величина характерная для

данного года, но из года в год, очевидно, меняющаяся), с первой декады мая начинает подвергаться иссушению. Этот момент хорошо отмечен на рисунке положением гидроизоплеты «15%», которая до 1 мая шла вниз, а после этой даты загибается кверху. Гидроизоплеты «14%», «13%»



Фиг. 7. Кривые распределения влажности по профилю под черным паром по наблюдениям А. Ф. Большакова в Милютинской в 1943—1944 гг.

и «12%» образуют вытянутые вправо и несколько вниз языки, свидетельствующие о том, что влага из областей, охваченных этими языками, рассасывается одновременно вверх и вниз. При этом процесс промачивания нижележащих горизонтов не прекращается до самой осени, что хорошо видно по ходу гидроизоплет, соответствующих влажности, равной 14%, 13% и особенно 12%, 11% и 10%. Последние три гидроизоплеты имеют нисходящее направление до конца сентября (гидроизоплета 12% — до начала сентября), свидетельствуя о том, что процесс промачивания почвенной толщи продолжается, хотя и медленно, но до самой

осени, причем промачивание достигает глубины около 250 см[1]. Поскольку выпадение осадков в 1943 г. прекратилось в последней декаде мая, а просушивание верхней метровой толщи началось с первой декады мая, постольку очевидно, что промачивание второго и первой половины третьего метра идет либо за счет рассасывания влаги из нижней половины первого метра и из верхней части второго метра, либо же за счет перегонки водяного пара из верхних горизонтов почвы в нижние, поскольку градиент давления водяного пара в почвенном воздухе, в соответствии с распределением температур, должен вызывать нисходящую перегонку водяного пара.

Начиная с середины сентября на глубине 135—215 см образуется слой с постоянной влажностью, равной 11—12%, которая не рассасывается, несмотря на наличие на верхней и нижней границах слоя градиентов, направленных наружу.

Верхняя метровая толща почвы, как уже было сказано, с первой декады мая, несмотря на продолжающееся еще выпадение осадков (в мае выпало 47 мм) и на отсутствие десукции растениями, начинает терять влагу. С течением времени зона просушивания распространяется постепенно вниз, захватывая полностью третий полуметр. Само просушивание идет довольно равномерно, на что указывают и одинаковые, примерно, промежутки между гидроизоплетами на графике 6 и более или менее одинаковая скорость перемещения кривых распределения влажности на фиг. 7. При этом, однако, следует все же констатировать, что с течением времени, начиная примерно с середины июня, верхние 50—70 см иссушиваются несколько быстрее, чем нижележащие горизонты, что и проявляется в появлении наклона у гидроизоплет сверху и слева вниз и направо.

Однако более или менее равномерный процесс просушивания довольно резко замедляется в начале сентября, по достижении толщей почвы (кроме самых верхних 20—30 см) влажности порядка 10—12%. Начиная с этого момента, во всей толще почвы от 20—30 см и до 220—230 см устанавливается почти одинаковая влажность, равная 10—11%. Очевидно, что начиная с этой величины, значительно более низкой, чем полевая влагоемкость, подвижность влаги резко изменяется.

В конце октября начинается выпадение осадков и промачивание почвы, о котором мы уже говорили выше. В этот период, однако, заслуживает быть отмеченным появление области с пониженной влажностью на глубине 80—120 см, достигающее наиболее отчетливого проявления в начале января 1944 г. и хорошо видимое на фиг. 6. Можно предположить, что появление этого пятна с пониженной влажностью, равной 8—9%, обязано своим происхождением восходящей перегонке водяного пара, вызванной охлаждением верхних слоев почвы и, следовательно, таким распределением температур в последней, при котором упругость водяных паров почвенного воздуха возрастает снизу вверх.

Сказанное до сих пор не охватывает явлений, совершающихся в самом верхнем слое почвы толщиной около 10 см. Ход влажности в этом слое изобразить на фиг. 6 не удалось по техническим причинам: гидроизоплеты в нем оказались бы сближенными до полного слияния. Поэтому в верхней части мы ограничивались проведением гидроизоплет, соответствующих 5 и 10%-ной влажности. Однако даже и эти гидроизоплеты, а равным образом кривые распределения влажности, изображенные на фиг. 7, указывают на то, что верхний слой мощностью около 10 см подвергается исключительно сильному иссушению даже во влажный еще период. Уже в конце апреля влажность почвы в слое 0—5 см опускается до величины меньшей, чем влажность завядания, а в конце мая — до величины меньшей, чем максимальная гигроскопичность. Вместе с тем, в горизонте 5—10 см до самого конца лета влажность не опускается ниже влажности завядания, приближаясь к этой величине лишь осенью — в конце сентября и в октябре. Таким образом, при хорошем уходе за паром и, главное, при отсутствии сорняков, уже на глубине 5—10 см усвояемая для растений влага может быть сохранена до конца лета.

[1] Начиная с конца мая (фиг. 6) на глубине около 100 см появляются вложенные друг в друга языки, вытянутые влево. Их появление объясняется пониженной водоудерживающей способностью в слое 80—140 см, отчетливо отмеченной на фиг. 7 вдавлением на кривой, изображающей изменение полевой влагоемкости по профилю.

Перейдем теперь к вопросу о количественной характеристике процесса иссушения черного пара и обратимся прежде всего к фиг. 7, на которой изображены кривые распределения влажности по глубине, начиная с 29 апреля 1943 г. и до 20 октября того же года. Начальная кривая — 29 апреля, как нетрудно видеть из графика, в пределах почти всего верхнего метра (исключая верхний и нижний дециметры) почти совпадает с величиной полевой влагоемкости, т. е. находится как бы в «равновесном состоянии». Начиная с этого момента, до начала осени, как мы уже знаем, идет процесс иссушения почвенной толщи, что хорошо и иллюстрируется постепенным передвижением кривых на фиг. 7 справа налево. Область этого передвижения полностью, за исключением только верхнего 5-сантиметрового слоя, укладывается в пространство между полевой влагоемкостью и влажностью завядания. Нетрудно видеть, что при этом с 29 апреля и до 20 октября из почвы, по глазомерной оценке, теряется не менее двух третей всего запаса усвояемой влаги, т. е. влаги, содержащейся в почве между влажностью завядания и влажностью, равной полевой влагоемкости. По достижении почвою, в конце сентября, влажности, равной 10—11%, как мы уже знаем, процесс дальнейшей потери прекращается или по крайней мере резко замедляется.

ТАБЛИЦА 5

Баланс влаги в почве под черным паром за срок 9/IV—20/X 1943 г. в мм водного слоя

Глубина слоя в см	Запас влаги 9/IV	Запас влаги 20/X	Потеря	Запас влаги, соответствующий полевой влагоемкости	Запас влаги, соответствующий влажности завядания
0—50	123	60	—63	121	46
50—100	128	74	— 54	121	47
100—150	62	70	+ 8	116	42
Итого	313	204	—109	358	135

Обратимся теперь к вопросу об абсолютных величинах потери влаги. В табл. 5 дается баланс влаги в 150-сантиметровой толще почвы за период времени с 9 апреля по 20 октября. К большому сожалению, для этого

срока нет данных по влажности для нижележащей толщи почвы, т. е. глубже 150 см. Поэтому поведение влаги в этой последней мы рассмотрим отдельно ниже.

Таким образом, в начале рассматриваемого периода запас усвояемой влаги в почве равнялся 313—135 = 178 мм, а к концу этого периода 204—135 = 69 мм. Следовательно, 178—69 = 109 мм или 62% от всего первоначального запаса усвояемой влаги в течение лета потеряно.

Сумма осадков с 9/IV по 31/V составила 80 мм. Следовательно общая потеря усвояемой влаги = 109+80 = 189 мм или 73% от от ее первоначального количества. Для первого метра величина потери составляет 117 мм.

Попробуем решить вопрос о том, на что расходуется эта влага, и для этого обратимся к табл. 6, в которой представлен баланс влаги во всей трехметровой толще за период времени с 31 мая, т. е. с момента прекращения выпадения осадков и до 20 октября.

Этот баланс отражает то явление, на которое мы уже указывали выше, на одновременное осуществление в почвенной толще процесса потери влаги из верхних горизонтов (0—150 см) и процесса продолжающегося

ТАБЛИЦА 6

Баланс влаги в почве под черным паром за срок 31/V—20/X 1943 г. в мм водного слоя

Глубина слоя в см	Запас влаги 31/V	Запас влаги 20/X	Убыль (—) или прибыль (+)
0—50	92	60	—32
50—100	102	74	—28
100—150	92	70	—22
150—200	66	80	+14
200—250	55	69	+14
250—300	51	46	— 5

промачивания нижних горизонтов (200—250 см). Что касается горизонта 250—300 см, то его влажность в данном опыте можно считать практически постоянной.

В абсолютных величинах слой 150—250 см за рассматриваемый период получил 28 мм влаги. Очевидно, эту влагу он получал сверху, от слоя, непосредственно с ним соприкасающегося. Этот последний (100—150 см) за то же время потерял 22 мм влаги, т. е. величину, весьма близкую. На основании этого, говоря грубо, можно утверждать, что за рассматриваемый период (31/V—20/X) передвижение влаги в почвенной толще шло в двух направлениях: слой 0—100 см, очевидно, терял влагу вследствие ее испарения в атмосферу, т. е. влага передвигалась в восходящем направлении. В то же время слой 100—150 см расходовал влагу на увлажнение нижележащего слоя 150—250 см. Глубина в 100 см является примерной границей раздела между восходящим и нисходящим движением влаги, а глубина, равная 150 см, является границей между слоем, расходующим влагу (0—150 см), и слоем, в котором накопление влаги продолжается в течение всей весны, лета и осени. Глубина, равная 250 см, является примерным пределом, за которым заметных передвижений влаги уже не происходит. [1]

Для суждения о темпе расходования влаги нами составлен особый график, изображенный на фиг. 10. На нем изображено изменение запасов влаги в трех верхних полуметровых слоях, начиная с 9 марта и до 20 сентября. Из этого графика нетрудно видеть, что верхние два полуметровых слоя начинают терять влагу уже с начала апреля. При этом, начиная примерно с конца мая, т. е. с того момента, когда прекращается выпадение атмосферных осадков, расходование влаги из этих слоев приобретает весьма равномерный характер, обнаруживая почти линейную зависимость от времени, т. е. почти постоянную скорость и при этом довольно близкую в обоих полуметровых слоях. При более подробном анализе можно обнаружить, что с течением времени скорость иссушения незначительно уменьшается и что из первого полуметра расходование влаги идет все же несколько быстрее, чем из второго. В конце сентября наступает резкий перелом в расходовании влаги, о котором мы уже говорили, и расходование почти прекращается. В третьем полуметровом слое (100—150 см) накопление влаги продолжается до 20 мая, после чего в течение трех декад запас влаги в этом слое остается постоянным, а затем начинает уменьшаться со скоростью заметно меньшей, чем в верхних двух полуметровых слоях.

Нам следовало бы еще решить вопрос о том, в какой форме происходит как восходящее, так и нисходящее передвижение влаги. Но для точного решения этого вопроса прямых данных пока нет, так как специальные эксперименты, поставленные для этой цели, еще не закончены. [2]

Поэтому сейчас мы ограничимся предположительными суждениями. Нам представляется вероятным, что передвижение влаги в верхнем 100-см слое происходит в жидкой форме вплоть до верхнего 10-сантиметрового слоя, который является слоем испаряющим, т. е. в толще которого на какой-то глубине происходит испарение и влага передвигается преимущественно в парообразной форме. Что же касается нижележащих слоев, например 100—150 см, отдающих влагу в еще более глубокие слои, то и там, как нам кажется, передвижение влаги идет в жидком виде, представляя собою капиллярное рассасывание влаги более сухими слоями из более влажных.

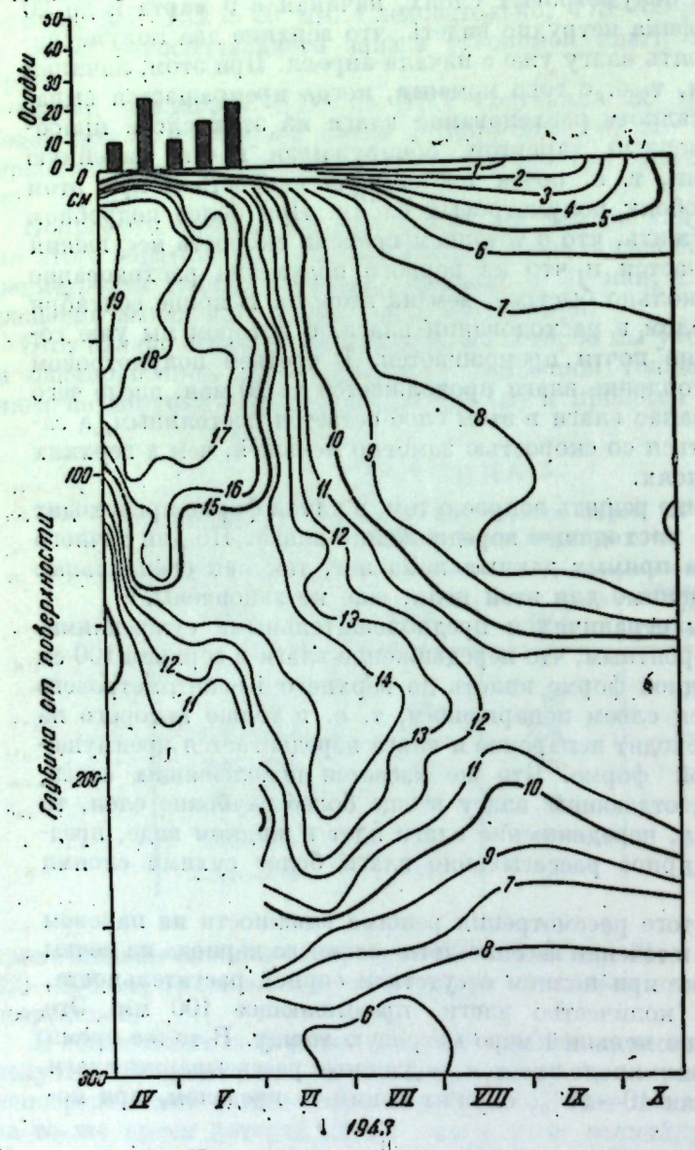
Таким образом, в итоге рассмотрения режима влажности на паровом участке мы видим, что в течение весенне-летне-осеннего периода из почвы под черным паром, даже при полном отсутствии сорной растительности, теряется значительное количество влаги, превышающее 100 мм. Это иссушение охватывает по меньшей мере метровую толщу. В то же время и в нижележащих слоях продолжается медленное рассасывание влаги вниз. Влажность, равная 10—11%, служит каким-то пределом, при ко-

[1] Мы не можем настаивать на том, что 250 см является тем пределом, до которого влага доходит в своем нисходящем передвижении ежегодно. Дело в том, что и 1942 и 1943 гг. характеризовались несколько повышенными количествами атмосферных осадков, в силу чего промачивание в 1943 г. было несомненно выше среднего. Поэтому глубину рассасывания в 250 см следует считать скорее верхним пределом, чем средней величиной.

[2] К тому моменту, когда настоящая работа начала набираться, из экспериментальных исследований М. М. Абрамовой и А. Ф. Большакова окончательно выяснилось, что капиллярноподвешенная влага при испарении передвигается вверх в жидкой форме и расходуется на испарение. Такое передвижение происходит до тех пор, пока влажность почвы не достигнет определенного предела, после чего восходящее передвижение влаги прекращается и сменяется высушиванием почвы сверху.

тором капиллярное передвижение влаги прекращается или, по крайней мере, резко замедляется. При отсутствии сорняков усвояемая влага на черном пару может сохраняться до осени уже в нижней части первого дециметра.

Теперь перейдем к рассмотрению режима влажности под яровой пшеницей (посеянной после пшеницы же) и обратимся для этой цели к фиг. 8, на которой изображен ход влажности в виде хроноизоплет. Рассмотрение этого графика показывает, что расходование влаги под пшеницей идет совершенно иначе, чем под паром. В начальный период — в последние две декады апреля — мы наблюдаем довольно большое сходство в продолжающемся процессе промачивания. Только под пшеницей он идет более быстро, что выражается в более крутом наклоне изоплет. Повидимому, причиной более быстрого промачивания является более высокая начальная влажность нижних слоев почвы под пшеницей, чем под паром. По этой же, очевидно, причине промачивание является и более глубоким: под пшеницей изоплета «15%» доходит до 140 см, в то время как под паром она едва-едва достигает 100 см.



Фг. 8. Изменения влажности почвы под пшеницей по пшенице по наблюдениям А. Ф. Большакова в Милютинской в 1943 г.

В первой декаде мая, несмотря на продолжающееся еще выпадение осадков, начинается просушивание. Интересно отметить, что и под пшеницей, как и под паром, этот момент отмечается изменением направления хода изоплеты «15%». Между 1 и 10 мая она резко поворачивает кверху, в то время как изоплета «14%» продолжает опускаться вниз, свидетельствуя о продолжающемся промачивании нижележащих слоев. Разница между паровым полем и пшеничным заключается лишь в том, что под

первым расхождение изоплет «15%» и «14%» наблюдается на глубине около 100 см, в то время как под пшеничным полем — на глубине около 130 см. Второе различие наблюдается в ходе промачивания нижних слоев почвы. Под паром оно, как мы видели, продолжалось до конца сентября, доходя до 250 см. Под пшеницей оно доходит до этой же глубины, но продолжается лишь до конца июня, после чего сменяется просушиванием, которое было вызвано несомненно десугирующей деятельностью сорняков, сильно развившихся после уборки.

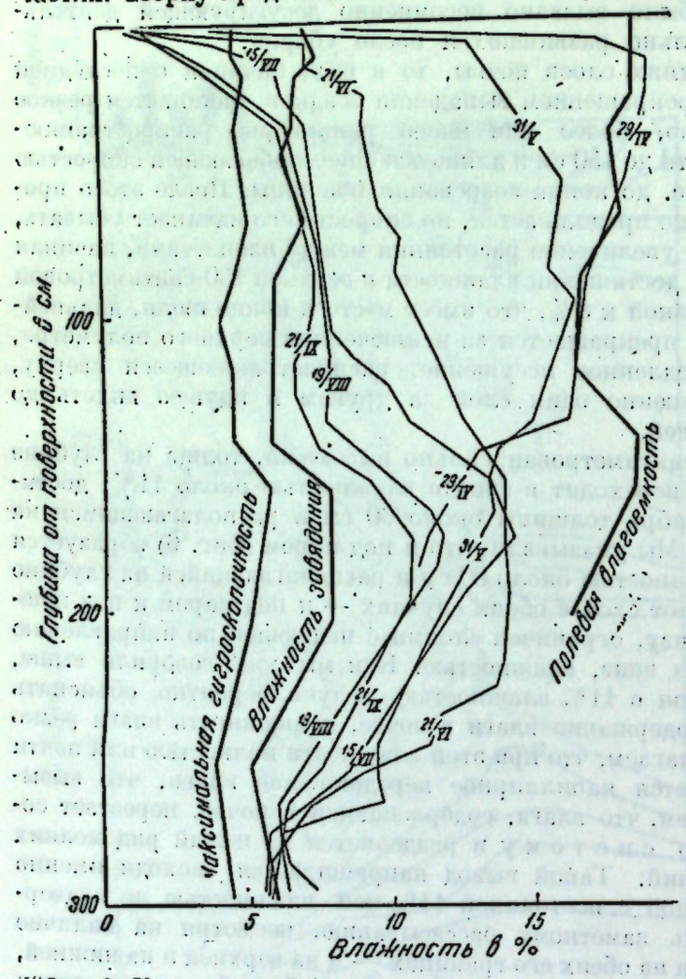
Что касается верхних слоев почвы, то в них, начиная с последней декады мая, т. е. с прекращением выпадения осадков, начинается резкое и быстрое иссушение, более или менее равномерно распространяющееся на глубину почти до 150 см и длящееся с неослабевающей скоростью около трех декад, т. е. до конца созревания пшеницы. После этого процесс просушивания еще продолжается, но скорость его начинает убывать, о чем свидетельствует увеличение расстояния между изоплетами, начиная с изоплеты «10%». По достижении влажности в верхней 150-сантиметровой толще величины, близкой к 8%, что имеет место в конце июля, дальнейшее иссушение почти прекращается за исключением верхнего полуметра, где продолжается медленное иссушение, распространяющееся сверху, захватывающее постепенно один слой за другим и идущее вплоть до начала осенних дождей.

Эта верхняя 150-сантиметровая, сильно высохшая, толща на глубине около 150 см быстро переходит в слой с влажностью около 11%, достигающий к концу октября толщины около 60 см и располагающийся на глубине 160—220 см. Мы указывали, что и под паром (фиг. 6) образуется такой же слой, но мощностью около 80 см и располагающийся на глубине около 135—215 см. Этот слой в обоих случаях — и под паром и под пшеницей, и сверху и снизу, ограничен слоями с падающей по направлению от него, т. е. вверх и вниз, влажностью. Как мы уже говорили выше, образование этого слоя с 11% влажностью следует, вероятно, объяснять тем, что при таком содержании влаги в почве, подвижность влаги резко меняется. Мы предполагаем, что при этой влажности полностью или почти полностью прекращается капиллярное передвижение влаги, что вызывается, может быть, тем, что влага, содержащаяся в почве, перестает составлять с в я з н у ю с и с т е м у и разделяется на целый ряд мелких разобщенных скоплений. Такой вывод напрашивается, исходя именно из того факта, что слой с постоянной 11%-ной влажностью не подвергается сколько-нибудь заметному рассасыванию, несмотря на наличие градиентов влажности на обеих его границах — и на верхней и на нижней, направленных так, что это рассасывание должно было бы итти и вверх и вниз.

На связность водной системы в почве, как на условие, необходимое для осуществления капиллярного передвижения влаги, указывал Лоскe [7].

Рассмотрим теперь вопрос о количественной характеристике процесса расходования влаги почвой под пшеницей. На фиг. 9 изображены кривые распределения влаги под пшеницей в те же шесть сроков, что и на фиг. 7— под черным паром. Сопоставляя между собой эти два графика, мы видим яркое подтверждение той картины, которая рисовалась нам при рассмотрении изоплет влажности. В то время как между 31/V и 21/VI под паром кривая влажности сдвинулась влево лишь на небольшой промежуток, в самой широкой своей части, не превышающей величины соответствующей 2% влажности, под пшеницей за тот же срок кривая распределения оказалась резко отброшенной влево, на величину, соответствующую 6% влажности. Так, на кривой распределения отразился период усилен-

ной десукции влаги пшеницей, продолжительностью в две декады. Между 21/VI и 15/VII кривая распределения влаги под пшеницей также сдвигается значительно сильнее, чем под паром, почти достигая уже при этом в пределах верхнего метра влажности завядания. В дальнейшем кривая распределения испытывает передвижение уже только в верхней и нижней частях. Сверху продолжается сильное иссушение, захватывающее примерно 35—40-сантиметровый слой, влажность в котором опускается ниже влажности завядания, а до глубины 30 см даже ниже максимальной гигроскопичности.



Фиг. 9. Кривые распределения влажности по профилю под пшеницей по пшенице по наблюдениям А. Ф. Большакова в Милютинской в 1943 г.

В то же время в пределах 100—200 см продолжается иссушение, очевидно корневыми системами сорных растений, которое значительно снижает запас влаги, к концу сентября приближающийся к влажности завядания, хотя и не достигающий ее вполне. Следует при этом отметить, что из слоя 150—200 см десукция идет главным образом за счет той влаги, которая поступила в него в результате рассасывания из вышележащих горизонтов уже в период после 29/IV, ибо с 29/IV по 15/VII влажность в этом слое несколько увеличивается. Замечается, наконец, некоторое уменьшение влажности и в слое 200—250 см, но уже совсем незначительное.

На верхней части кривых распределения влаги выделяется характерная точка резкого перегиба кривой влево, которая 29/IV и 31/V находится в слое 5—10 см, 21/VI — в слое 20—30 см, а начиная с 15/VII и дальше — в слое 30—40 см. Эта точка, очевидно, совпадает с глубиной испаряющей поверхности.

Обратимся к вопросу, как меняются под пшеницей абсолютные запасы влаги.

Общий расход влаги из почвы под пшеницей составил 178 мм, против 109 мм расхода из почвы под черным паром (см. табл. 5). При этом запас

усвояемой влаги в почве под пшеницей в начале этого периода составил 327—135=192 мм, а в конце периода: 149—135=14 мм.

ТАБЛИЦА 7

Баланс влаги в почве под пшеницей за срок 9/IV—20/X 1943 г. в мм водного слоя

Глубина слоя в см	Запас влаги 9/IV	Запас влаги 20/X	Потеря	Запас влаги, соответствующий полевой влагоемкости	Запас влаги, соответствующий влажности завядания
0—50	134	47	—87	121	46
50—100	123	52	—71	121	47
100—150	70	50	—20	116	42
Итого	327	149	178	358	135

К концу лета весь запас усвояемой влаги в полутораметровой толще оказался исчерпанным. Следует, однако, учесть, что к моменту созревания пшеницы запас влаги был значительно больше, чем в октябре. Датой определения влажности, наиболее близкой к моменту созревания, было 21 июня. В этот день запас влаги равнялся:

Слой, см 0—50	57 мм
50—100	71 «
100—150	84 «
Итого	212 мм,

что соответствует 77 мм усвояемой влаги. Следовательно, после уборки пшеницы почва потеряла еще 77—14=63 мм усвояемой растениями влаги. Это количество воды было потеряно, главным образом, вследствие десугирующей деятельности корневых систем сорняков.

Таким образом, пшеница за время своего произрастания извлекла из почвы 327—212=115 мм. За это же время выпало около 80 мм осадков. Следовательно, всего за время произрастания пшеницы было израсходовано 115+80=195 мм. Нельзя, конечно, считать, что вся эта влага была десугирована пшеницей, какая-то ее часть была потеряна в результате физического испарения с поверхности почвы и с поверхности листьев (испарение выпадающего дождя). Потеря влаги из почвы под паром за это же время (9/IV—21/VI) составила 313—271=42 мм +80 мм осадков = 122 мм. Очевидно, физическое испарение из почвы под пшеницей было значительно меньше. Приняв его условно за 25 мм, мы получим, что производительный расход влаги на создание урожая пшеницы составил около 170 мм, что составляет примерно 50% от годовой суммы осадков.

Эта величина интересна для нас еще и как критерий оценки тех потерь, которые мы наблюдаем в различных случаях. Так, мы видели, что совершенно бесполезные потери на черном пару составили 189 мм, т. е. свыше того, что расходуется на создание урожая пшеницы. После уборки пшеницы было потеряно также совершенно бесполезно или даже с вред-

ными последствиями (поддержание сорняков в жизнедеятельном состоянии) — 63 мм, или около одной трети того количества, которое было затрачено для создания урожая пшеницы.

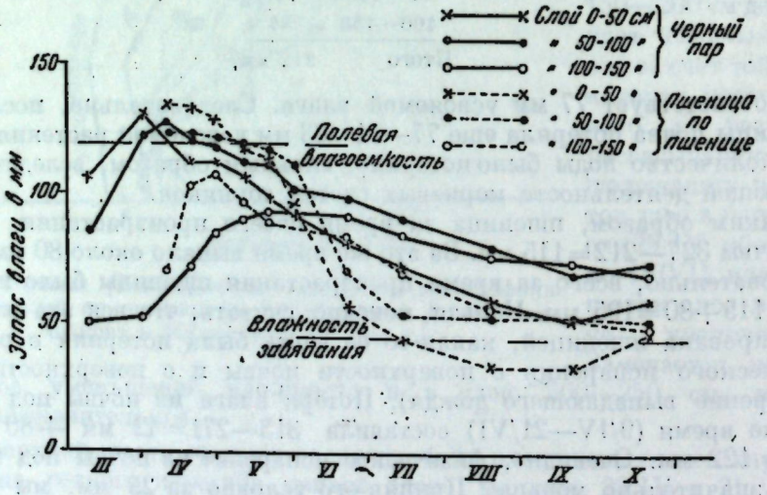
Для периода с 31 мая по 20 октября мы располагаем данными для трехметровой толщи (табл. 8). Напомним, что 31 мая прекратилось выпадение осадков.

ТАБЛИЦА 8

Баланс влаги в почве под пшеницей за срок 31/V—20/X 1943 г. в мм водного слоя

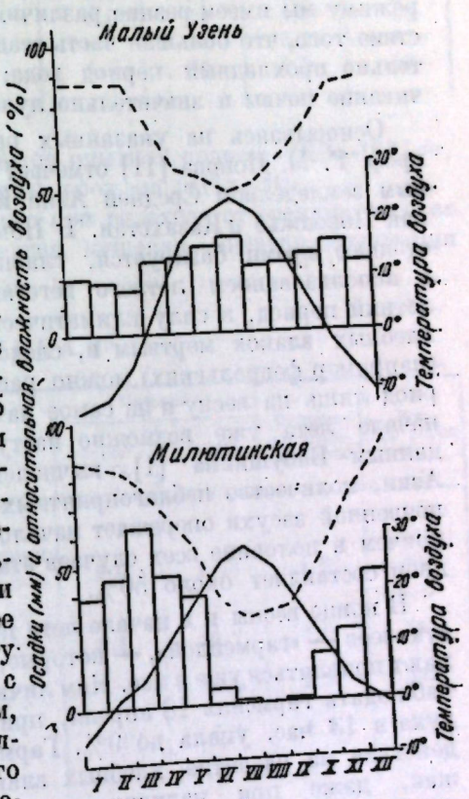
Глубина слоя в см	Запас влаги 31/V	Запас влаги 20/X	Потеря
0—50	97	47	—59
50—100	111	52	—59
100—150	100	50	—50
150—200	89	76	—13
200—250	69	67	— 2
250—300	55	46	— 9

Из этих данных видно, что потеря влаги имела место из всей трехметровой толщи почвы. Более подробный по срокам анализ хода запаса влаги показывает, что в июне — июле в слоях 150—200 и 200—250 см наблюдалось небольшое увеличение запаса влаги, колебавшееся от 7 до 18 мм, позднее с избытком компенсированное потерей, что хорошо видно и на фиг. 9. Поэтому мы можем притти к выводу о том, что сезонный влагообмен в почве под пшеницей распространяется так же, как и под паром на 250 см, будучи, однако, в слое 0—150 см значительно гораздо более интенсивным, нежели в слое 150—250 см.



Фиг. 10. Изменения запасов влаги в полуметровых слоях под пшеницей и под черным паром по наблюдениям А. Ф. Большакова в Милютинской в 1943 г.

На фиг. 10 нами изображены изменения запаса влаги в трех верхних полуметровых слоях под паром и под пшеницей. График отчетливо рисует разницу между ходом расходования влаги в этих двух случаях. В то время как под паром, как мы уже говорили выше, расход влаги представляет собою почти прямолинейную функцию от времени, под пшеницей замечается четыре отчетливо выраженных периода: первый — от начала апреля до второй декады мая включительно — период медленного расходования влаги вследствие слабого еще развития растений пшеницы и продолжающегося выпадения осадков. Второй — от последней декады мая до второй декады июня — период быстрого расходования запаса из верхнего метра при почти полном постоянстве запаса в слое 100—150 см. Третий период — с конца июня до середины августа — продолжающегося медленного расходования влаги из всех трех полуметровых слоев; с середины августа расходование влаги почти прекращается и начинается четвертый период—почти полного покоя.



Фиг. 11. Климатические условия агрометеорологических станций Милютинской и Малый Узень.

V

Из приведенных выше характеристик климата и водного режима почв богарной зоны с полной очевидностью вытекает тот важный вывод, что основным, ведущим, определяющим урожай, фактором богарного земледелия является влага. Основной задачей агротехники богарного земледелия должна быть, очевидно, борьба с непроизводительными потерями влаги и стремление возможно более продуктивно использовать всю ту влагу, которая поступает в почву с атмосферными осадками. Этим самым, казалось бы, устанавливается полная идентичность задач богарного земледелия с задачами так называемого сухого земледелия, разработка агротехники которого уже много лет ведется как у нас, так и в Северной Америке (dry farning).

Однако такой вывод о полной идентичности этих задач является неверным. Дело в том, что наши районы «сухого земледелия» — юг и юго-восток Европейской части СССР — характеризуются природными условиями, заметно отличающимися от таковых Узбекистана и Средней Азии вообще. Достаточно взглянуть на фиг. 11, на которой изображен ход важнейших метеорологических элементов для Малого Узеня (Заволжье) и для Милютинской, чтобы убедиться в этом.

Основная разница между двумя пунктами, взятыми нами в качестве примера, заключается в распределении осадков. В М. Узене, где их годовая сумма достигает 306 мм, они дают отчетливый минимум в марте и отчетливый максимум в июле, причем осадки выпадают ежемесячно и особенно резкой контрастности в их выпадении в течение года не наблюдается. В Милютинской (годовая сумма 327 мм) мы наблюдаем весенний максимум, а летом — полное отсутствие осадков, т. е. совершенно обратное их распределение и резкую контрастность во всем режиме-

Весьма существенна также разница в относительной влажности воздуха, минимальная средняя месячная которой в М. Узене равна 50%, а в Милютинской — 30%. Далее должна быть отмечена значительная разница в длине морозного периода, продолжающегося около 1 месяца в Милютинской и почти 5 месяцев в М. Узене. Продолжительность периода с температурами выше + 3° в Милютинской почти 9 месяцев, в то время как в М. Узене — около 6 мес. Таким образом, и по распределению осадков, и по режиму влажности воздуха, и по температурному режиму мы имеем резкие различия. К этому следует добавить, что вследствие того, что большая часть осадков в Средней Азии выпадает в сравнительно прохладный период года, они вызывают более глубокое промачивание почвы и значительно лучше сохраняются в ней.

Основываясь на указанных различиях в климатических условиях, проф. Г. М. Попова [11] отмечает существенные различия между богарным земледелием Средней Азии и сухим земледелием таких областей, как Поволжье и Казахстан. В Поволжье и Казахстане земледелие в настоящее время базируется, главным образом, на яровых культурах, с использованием летнего вегетационного периода. В Средней Азии летний период, в силу климатических условий, является для культуры хлебных злаков мертвым и, следовательно, при ранневесенних посевах (например февральских) можно рассчитывать как на вегетационный период лишь на весну и на самое начало лета. Однако в конце весны и в начале лета уже возможно наступление почвенной засухи. Так, по данным Бабушкина [1], вычисленным для 25 метстанций Средней Азии, количество неблагоприятных лет (т. е. таких, когда наступление почвенной засухи опережает начало колошения) колеблется от 0 до 100%, причем в половине всех случаев эта величина превышает 50%, а в среднем составляет около 50%.

В конце весны и в начале лета приходится считаться уже с влиянием суховеев — «гармсилей», — которые, по данным Шептуновой [14], начинают появляться уже в мае. Нам лично в Милютинской в 1942 г. пришлось наблюдать гармсиль 18 апреля, причем относительная влажность воздуха в 13 час. упала до 9%. Гармсили могут оказывать угнетающее действие на развитие хлебных злаков и, следовательно, снижать урожай, даже при наличии в почве достаточного еще количества влаги.

Из всего сказанного вытекает необходимость использовать для богарного земледелия не весенне-летний, а осенне-зимне-весенний период, на что и указывает в своем докладе [11] Попова.

Иными словами, необходимо стремиться к тому, чтобы хлеб сеять осенью и для максимального развития растений в наибольшей степени использовать теплую часть осени. Зимой в Средней Азии температуры воздуха падают до таких пределов, которые исключают возможность развития растений, в силу чего в последнем неизбежен перерыв. Продолжительность последнего в разных районах Средней Азии различна, колеблясь от 20—30 дней на юге (Термез) до 70—100 дней на севере (Ташкент). Но растения, хорошо развившиеся осенью, т. е. обладающие к моменту весеннего возобновления вегетации уже хорошо развитой корневой системой, гораздо более полно и более продуктивно могут использовать влагу, чем растения весеннего сева. Целый ряд опытов, проводимых в Средней Азии, отчетливо свидетельствует о том, что чем позднее посеяны зерновые, тем ниже их урожай.

Так, Лавронов [6] приводит такие данные (табл. 9).

ТАБЛИЦА 9

Сроки посевов	Урожай			
	ст. Джизак		ст. Каммаши	
	ц	%	ц	%
Осенне-зимние	11.0	100	8.5	100
Ранне-весенние	8.9	81	6.1	72
Средне-весенние	8.0	73	5.6	66
Поздне-весенние	—	—	5.3	62
Поздние	4.7	42	4.5	53

Панфилов [10] на Красноводопадском опытном поле за 1913—1927 гг. получил следующие средние величины урожаев (табл. 10).

При этом Панфилов указывает, что при переходе от осенних посевов к поздневесенним уменьшается энергия кущения, энергия колошения и натура зерна.

ТАБЛИЦА 10

Сроки посевов	Урожай		Отношение соломы: зерно	Вес 1000 зерен г
	зерно ц/га	солома ц/га		
Осенние посевы (по январь, при условии получения всходов в январе)	9.0	17.3	1.9	30.4
Зимние и ранние весенние (посев по 15 марта)	8.1	16.2	2.0	21.8
Поздне-весенние (по 31 марта)	5.8	10.6	1.8	39.7
Поздние-весенние (по апрель)	3.0	5.4	1.8	26.3

Местные агрономические работники уже несколько лет назад вступили в борьбу с консервативными положениями, создавшимися в силу ничтожного развития исследовательской работы в области богарного земледелия. Сущность этих положений сводится, как мы видели, к тому, что черный пар не может обеспечить сохранения влаги, в силу чего осенние посевы являются невозможными. Первым результатом этой борьбы было введение осенних посевов «в сухую», т. е. посевов в сухую почву до начала осеннего выпадения осадков. Этот прием, указанный еще Шредером, которому принадлежит первая работа о сухом земледелии в Средней Азии [15], рассчитан на то, что семена, заложенные в почву, прорастут при благоприятной температуре после выпадения осадков. Однако время возможного появления всходов при этом растягивается на весьма продолжительный период — от ноября до января, — в зависимости от сочетания количества осадков с температурными условиями. Поэтому эффект от подобного способа посева не всегда является достаточно надежным. Кроме того, предпосевная вспашка почвы в этом случае, в силу большой ее сухости, дает пашню недостаточно удовлетворительного качества — сильно глыбистую и т. д.

Поэтому местные опытные учреждения, занимавшиеся вопросами агротехники богарного земледелия (Красноводопадское опытное поле и Узбекская государственная селекционная станция — так называемая «Милютинская» станция) пошли дальше и поставили своей задачей разработку таких агротехнических приемов, которые позволили бы производить возможно более ранние посевы с немедленным же получением всходов [1].

Специальные опыты, проведенные на Красноводопадском поле и на Милютинской станции, показали, что в данных климатических условиях посевы не следует производить раньше конца июля — начала августа, так как при более ранних сроках растения развиваются неправильно и по целому ряду причин в большом количестве гибнут.

Таким образом задача сводится к тому, чтобы разработать такую систему агротехнических приемов, которая обеспечила бы сохранение в поверхностных слоях почвы усвояемой растениями влаги до момента посева, т. е. до августа месяца и, следовательно, возможность немедленного после посева прорастания семян. Раз их прорастание будет достигнуто, то тем самым обеспечивается и дальнейшее развитие, так как в слоях нижележащих, как нам уже известно, усвояемая влага на паровых участках сохраняется даже при обычной агротехнике (см. табл. 3). Растения, взошедшие в августе или хотя бы в сентябре, имеют перед собой в осенний период еще достаточно много времени для того, чтобы достичь значительного развития — по меньшей мере два месяца. За это время они успевают развить мощную корневую систему и дать 20—40 хороших побегов [4]. В таком состоянии они уходят под зиму, а весной дают еще дополнительные побеги и достигают стадии колошения на 15—20 дней раньше, чем растения, посеянные осенью «в сухую». В результате получается значительное повышение урожая—до 25—30 ц/га вместо 10—12 ц/га, которые в лучшем случае получаются при последнем способе посева, или вместо 3—6 ц/га, составляющих обычный урожай на богарных землях. Урожаи указанных размеров, 25—30 ц/га, получены за последние годы на Милютинской и Красноводопадской станциях, и автор настоящей статьи имел случай лично видеть поля с этими «сверхранними» посевами на обеих станциях в 1942 и 1943 гг. Уже по своему внешнему виду растения на этих полях резко отличаются исключительно пышным развитием куста и высоким ростом, крупными и полными колосьями. Такое состояние растений является вполне естественным, если мы учтем, что, будучи посеяны в августе, они имеют возможность полноценно использовать осенние, зимние и весенние осадки, т. е. почти всю годовую сумму осадков. А что эта сумма достаточно велика, об этом говорил еще Шредер [15], который указывал, что Полтавская губерния, получающая с осени до весны (октябрь — май) всего 238 мм осадков, обеспечена влагой в этот период хуже, чем большая часть Туркестана.

В чем же должны заключаться те агротехнические приемы, которые

[1] Здесь уместно указать, что опытно-исследовательская работа по вопросам агротехники богарного земледелия в Средней Азии имеет весьма случайный характер, так как вопросы селекции на опытных станциях почти подавляют все остальное, и она велась на этих станциях только благодаря наличию нескольких энтузиастов этого дела (А. К. Гольбек на Красноводопадском поле, Н. В. Карпов, Г. А. Лавронов и погибший на фронте С. С. Селифанов — на Милютинской станции). Серьезная постановка вопроса о поднятии производительности богарного земледелия требует, прежде всего, организации систематической, планомерной исследовательской работы по вопросам агротехники этого земледелия, в первую очередь по рациональному использованию влаги.

обеспечивают возможность раннеосенних посевов с немедленным получением всходов?

Принципы этой агротехники ясны из всего изложенного выше. Совершенно очевидно, что в основу этой агротехники должны быть положены чистые пары, так как, как мы видели выше, на занятых полях к моменту уборки урожая влажность почвы падает до величины меньшей, чем влажность завядания в довольно толстом слое. Вторым обязательным условием является поддержание пара действительно в чистом состоянии — в состоянии действительно ч е р н о г о пара, ибо, как мы это тоже видели уже выше, сорняки вытягивают доступную для растений влагу весьма энергично и на весьма бо́льшую глубину и способны лишить усвояемой влаги всю ту толщу почвы, на которую распространяется промачивание. Однако всех этих мероприятий недостаточно, ибо и чистый пар теряет в летние месяцы значительное количество влаги в силу чисто физического испарения. Очевидно, агротехнические мероприятия должны иметь своей целью сведение до наименьших возможных величин этой последней расходной статьи водного баланса и при этом в особенности в самых верхних слоях почвы.

Поэтому третьим необходимым условием является весьма осторожное обращение с верхним слоем почвы, который должен поддерживаться в рыхлом состоянии, но при этом отнюдь не пересыхать. Для этого число обработок этого слоя не должно быть большим, и они не должны сопровождаться его переворачиванием, которое усиливает потери влаги.

Для обеспечения всех этих условий работниками Красноводопадской и Милютинской станций [Гольбек, 4, Селифанов и Петров, 13] рекомендуется следующая агротехника.

Жнивье после уборки лущится как можно скорее для уничтожения сорняков, которые, как мы видели, в послеуборочный период высасывают еще много влаги. Лущение способствует сохранению этой влаги и тем самым улучшает условия осенней вспашки, повышает запас влаги в корнеобитаемом слое и увеличивает обводненность местности в целом, способствуя стеканию части влаги за пределы корнеобитаемого слоя.

Основная вспашка пара на полную глубину, т. е. на 20—22 см, производится осенью после достаточного для производства такой вспашки промачивания почвы. Если по тем или иным причинам произвести вспашку осенью не удается, то ее можно отодвинуть на зимние месяцы. Селифанов и Петров даже прямо рекомендуют весеннюю вспашку во второй половине марта — первой декаде апреля, что, однако, нельзя считать обязательным и вполне целесообразным, ибо весной в это время число дней, в которые можно пахать, невелико. Дальнейшая обработка почвы в весенний период, т. е. в тот период, когда еще продолжается выпадение осадков, должна заключаться в поверхностном рыхлении почвы, отнюдь не допуская оборота пласта, что вызывает усиление высушивания верхнего слоя почвы. При этом сроки производства этих обработок и их число должны увязываться с характером и распределением осадков. Дело в том, что, благодаря пылеватому механическому составу сероземов на лёссах, эти почвы, высыхая после смачивания, весьма легко образуют корку. Поэтому рекомендуется после каждого периода с большим выпадением осадков, по достижении почвой спелости, производить поверхностное рыхление без оборота пласта, что достигается применением культиваторов, лущильников, чизеля с отвинченными отвалами и т. д. Следом за этими орудиями Гольбек [4] настоятельно рекомендует пускать борону зиг-заг, а за нею — легкий деревянный каток, вызывающий раздробление крупных комков и устраняющий излишнюю рыхлость,

которая способствует потере влаги из почвы. Применение катка поддерживается и Селифановым и Петровым [13]. Совокупность всех этих обработок приводит, по мнению упомянутых исследователей, к созданию равномерной мелкокомковатой структуры в пахотном слое, которую они считают наилучшим состоянием с точки зрения доведения потерь влаги до минимума. После прекращения выпадения осадков поверхность пашни никаким воздействиям подвергаться больше не должна, и дальнейшая обработка заключается лишь в борьбе с сорняками, путем уничтожения их ручной прополкой или мелкой подрубкой кетменем.

При этих условиях можно добиться сохранения усвояемой влаги на глубине 10—15 см, а так как глубина заделки семян не должна превышать 7—9 см, то для того чтобы семена попали в достаточно влажный слой, необходимо применять бороздовой посев, обеспечивающий достижение семенами слоя почвы, содержащего усвояемую влагу и в то же время не создающего недопустимо большой глубины заделки семян. Наилучшим сроком посева Гольбек [4] считает конец июля, начало августа, в то время как работники Милютинской станции рекомендуют август. Всходы появляются через 4—6 дней.

Такова наиболее передовая агротехника на богаре в настоящее время.[1] Необходимо, однако, признать, что она еще далека от совершенства, ибо даже на тех опытных станциях, где она разработана, она не всегда приводит к полному успеху. Распределение влажности на пару иногда получается пестрым, в силу чего не все семена, посеянные в августе, прорастают немедленно, а часть их, попавшая на те участки, где усвояемая влага залегает несколько глубже, остается лежать, не прорастая, до выпадения дождей. Поэтому суммарный эффект от ранних посевов снижается. Это обстоятельство ни в какой мере не опорачивает принципов описанной агротехники, но лишь свидетельствует о том, что она нуждается в дальнейшем усовершенствовании. По всей вероятности, последнее должно прежде всего пойти по пути создания специальных орудий. Во-первых, нужно создать орудие, позволяющее более совершенно, нежели существующие орудия, рыхлить почву без оборота пласта и без увеличения потерь влаги и одновременно уничтожать сорняки. Применяемые в настоящее время чизели, повидимому, недостаточно хорошо удовлетворяют этим задачам; во-вторых, необходима разработка специальной сеялки, допускающей бороздовой посев. Применение обычных сеялок также не дает должного эффекта.

Совершенствование агротехники, а также разработка богарных севооборотов, должны проходить при самом строгом учете водного режима почв.

Изучением водного режима должно сопровождаться также испытание разрабатываемых конструкций орудий для обработки почвы, ибо наилучшее сохранение влаги должно служить критерием того, насколько удачно сконструировано орудие. Наблюдения над водным режимом должны вместе с тем служить критерием и сроков и порядка применения тех или иных обработок.

Что касается задач, стоящих перед агротехникой богарного земледелия, то к сформулированной уже выше — и заключающейся в сохранении усвояемой влаги на небольшой глубине, допускающей производство раннеосенних посевов, следует добавить еще одну — общее снижение потерь влаги на черном пару, которые, как мы видели выше, даже

[1] Следует указать, что эта агротехника довольно близка к той системе обработки, которая была уже давно разработана на Темирском опытном поле [5, 9].

при полном уничтожении сорняков, достигают весьма значительных величин. Если бы эту величину удалось значительно снизить, то этим самым можно было бы добиться увеличения глубины промачивания и повышения запаса влаги и в третьем полуметре до величины полевой влагоемкости. Влага же в третьем полуметре доступна для пшеницы, например, так как корневая система последней, как мы уже указывали, превышает 1 м. Наконец, если бы увеличение глубины промачивания превысило даже корнеобитаемый слой, т. е. часть влаги стала бы уходить в нижележащие горизонты, не будучи усвоенной культурными растениями, то это обстоятельство, в конце концов, распространившись на большой площади, может только улучшить общие условия обводненности района.

VI

В заключение остановимся несколько на дальнейших задачах научно-исследовательской работы в области почвоведения, разрешение которых необходимо для усовершенствования агротехники богарного земледелия.

Мы видели уже, что в центр внимания должен быть поставлен вопрос о водном режиме. Его изученность ни в какой мере нельзя считать достаточной. Кроме рассмотренных выше материалов Базилевского, Негодинова и агрометстанций — материалов, страдающих, как мы видели, весьма существенными недочетами, имеется еще большой неопубликованный материал на Красноводопадской и Милютинской опытных станциях. С материалом Милютинской станции автор настоящей статьи имел возможность подробно ознакомиться. Этот материал представляет исключительную ценность, содержа в себе не только данные режимных наблюдений за ряд лет, в связи с различными агротехническими приемами, но и результаты большого числа экспериментов, поставленных для разъяснения ряда общих теоретических вопросов передвижения влаги в почве. К большому сожалению, автора этих материалов—С. С. Селифанова, уже нет в живых — он погиб в начале 1942 г. в боях за родину. Совершенно необходимо, чтобы станция немедленно озаботилась бы приведением этих материалов в порядок и их опубликованием. В противном случае эти интереснейшие данные, плод многолетнего труда, погибнут и для науки и для практики богарного земледелия.

Однако при всей ценности этих материалов, им присущ один принципиальный недостаток. Почти все наблюдения над режимом относятся к установлению влияния на водный режим того или иного агротехнического приема. Признавая в полной мере практическую полезность и научную ценность этих данных, которые позволили обосновать ту систему обработки, о которой мы говорили выше, нельзя все же не указать на то, что неизбежная при этом отрывочность данных лишает нас возможности составить себе целостное представление о водном режиме богарных почв во всех его деталях. А без такого представления нельзя разработать и всю систему агротехники в целом, поскольку задача заключается в достижении максимальной продуктивности не на данный год и на данном поле, а в получении максимального урожая со всей территории хозяйства в течение ряда лет.

Поэтому систематическое изучение водного режима богарных почв в течение ряда лет на одних и тех же полях, по меньшей мере в течение двух ротаций севооборота, является очередной задачей опытных учреждений, разрабатывающих вопросы богарного земледелия. Разумеется, эти наблюдения должны быть связаны с осуществлением тех или иных

агротехнических приемов и безупречно обставлены с методической стороны.

Вторая основная задача заключается в постановке наблюдений в разных физико-географических условиях над водным режимом почв богарной зоны. Богарное земледелие поднимается довольно высоко в горы и охватывает области с довольно разнообразными климатическими условиями. Можно наперед быть уверенным в том, что приемы земледелия также не будут оставаться одинаковыми и требуется поэтому их районирование. Для этой цели совершенно необходимо изучение водного режима почв в разных физико-географических условиях. Это должно быть осуществлено путем создания ряда опорных стационарных пунктов, привязанных к опытным станциям. На этих пунктах должны быть в течение ряда лет организованы наблюдения над водным режимом почв, а равным образом и над элементами климата.

При всех наблюдениях над водным режимом почв в богарных условиях, обязательным является охват наблюдениями достаточно глубокой толщи почвы, которая, как мы видели, должна достигать в условиях, характерных для Милютинской станции, 250—300 см. В областях с меньшим количеством осадков эта глубина может быть несколько уменьшена. При всех наблюдениях должна быть также обеспечена необходимая повторность.

Наконец, третья задача состоит в разработке чисто теоретического вопроса о законах передвижения капиллярно-подвешенной влаги в почвах, в частности — об ее передвижении, вызываемом испарением. Этот вопрос, насчитывающий уже несколько десятилетий и имеющий большую литературу, до сего времени, в сущности говоря, экспериментально никем толком изучен еще не был, и все те противоречивые мнения по этому поводу, которые встречаются в литературе, основаны в гораздо большей степени на различного рода умозаключениях, чем на эксперименте. Между тем, не представляя себе, каким образом передвигается влага в почве при наличии испарения, мы не можем создать и правильных методов для уменьшения этого последнего, а будем неизбежно идти ощупью.

ВЫВОДЫ

1. Водный режим почв богарной зоны слагается по типу импермацидного (по терминологии Высоцкого).

2. Глубина ежегодного промачивания, по имеющимся данным, обычно превышает 1 м, причем промачивание, достигающее величины водоудерживающей способности почв, редко превышает эту величину, но весь влагообмен в целом захватывает толщу почвы до глубины 2.5 м.

3. Благодаря большой контрастности климатических условий, режим влажности почв богарной зоны является также весьма контрастным, что выражается в том, что влажность почв в течение года колеблется от величин, несколько превышающих водоудерживающую способность (полевую влагоемкость), до влажности завядания, а в верхних нескольких дециметрах даже до величин меньших, чем максимальная гигроскопичность.

4. Запас влаги в почве нарастает, начиная с конца октября и достигает наибольшей величины в конце марта — начале апреля. После этого он начинает уменьшаться, сначала медленно — до прекращения выпадения осадков (конец мая), а затем со значительно большей скоростью. В летние месяцы, при приближении величины запаса к минимальной величине, скорость его уменьшения снова убывает.

5. Почвы, покрытые культурной или дикой растительностью, теряют все количество влаги, которое поступает в них в виде атмосферных осадков. Почвы, лишенные растительного покрова (под черным паром), в течение лета теряют большое количество влаги, однако все же меньшее, чем почвы, покрытые растительностью. Поэтому черный пар при надлежащем уходе является средством сбережения влаги.

6. Климатические условия богарной зоны таковы, что для того, чтобы на создание была бы использована вся влага атмосферных осадков, необходимо, чтобы культурные растения начинали свою вегетацию в конце лета — начале осени. При этом условии у них к началу зимнего перерыва в вегетации успевает создаться мощная корневая система, которая сразу же после окончания этого перерыва начинает полноценно использовать водные запасы почвы, в силу чего непроизводительная трата последних на физическое испарение сводится к незначительной величине.

7. Передовая агротехника, разработанная местными опытными учреждениями, основана на этом принципе и заключается в такой системе обработки черного пара, которая позволяет сохранить усвояемую для растений влагу на глубине нескольких сантиметров.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабушкин, Л. Н. Развитие растительности в связи с метеорологическими факторами в условиях Средней Азии. Диссертация. Рукопись. Библиотека САГУ. Ташкент, 1940.
2. Базилевский, М. К вопросу о передвижении воднорастворимых солей в почве. Тр. Туркестан. с.-х. оп. станции, в. III, Ташкент, 1912, 96—105.
3. Высоцкий, Г. Н. и Фальковский И. К. Режим почвенной влажности грунтовых вод и солей в степных и лесостепных почво-грунтах. Сб. «Водные богатства недр земли — на службу социалистическому строительству», № 6, I Всес. гидрогеол. съезд, Л.— М.— Г., 1933, 137—149.
4. Гольбек, А. К. Предельно ранние сроки сева зернохлебов и однолетних трав на богарных и поливных землях. Доклад на заседании с.-х. секции комиссии по мобилизации природных ресурсов Уз. ССР. 5 мая 1943 г., Ташкент.
5. Колосков, П. И. К решению проблемы нормальных всходов в условиях предпосевной засухи. Соц. зерн. хоз-во. Саратов, 1940, № 2, 62—71.
6. Лавронов, Г. А. Осенние посевы на богаре. Ташкент, 1933.
7. Лоске, Э. Г. Обзор работ по сельскохозяйственной метеорологии. Гл. IV. Передвижение влаги в почве. Тр. по с.-х. метеорологии, в. IX, СПб., 1912, 125—134.
8. Негоднов, И. К. Сообщения из химической лаборатории станции. Изв. Туркест. с.-х. оп. станции. в VII, Ташкент, 1914, 46—159.
9. Отчет по Темирскому опытному полю за 1909 г. Воронеж, 1913.
10. Панфилов, В. Сроки посева богарной пшеницы. «За реконструкцию сельского хозяйства», № 8, Самарканд, 1929, № 8, 64—73.
11. Попова, Г. М. Экологические особенности богарного земледелия Ср. Азии. Доклад на заседании сел.-хоз. секции Комиссии по мобилизации природных ресурсов Уз ССР. 25 марта 1943 г. Ташкент.
12. Сабинина, И. Г. Некоторые агрогидрологические особенности почв богарной зоны Средней Азии. Почвоведение, № 7, М., 1943, 34—47.
13. Селифанов, С. С. и Петров Г. Н. Пути к высоким урожаям озимых на богаре. Соц. сел. хоз-во Уз. ССР, № 6, Ташкент, 1939, 32—36.
14. Шептунова, Е. П. Суховеи в республиках Средней Азии. Соц. наука и техника, т. VI, № 1, Ташкент, 1938, 33—40.
15. Шредер, Р. Р. О сухом земледелии в Туркестане. Туркестанское сельское хозяйство, №№ 2, 3, 4, 5, 8—9, 12, Ташкент, 1909.

A. A. RODE

WATER CONDITIONS IN SOILS OF THE BOGAR ZONE OF THE UZBEK SSR

Summary

1. The water conditions in soils of the bogar zone belong to the impermazidic type (according to the terminology of G. Vyssotzky).

2. According to the available data the annual depth of moisture penetration exceedes 1 m; a water content attaining the value of the water holding capacity of soils may be found but seldom deeper than 1 m, but the water circulation as a whole takes place in soil layers up to the depth of 2.5 m.

3. The highly contrasting climatic conditions cause considerable changes of the water regime in soils of the bogar zone; this results in variations of the moisture content during the year from values somewhat exceeding the water holding capacity (field water capacity) to the state of the whilting point and in the upper few decemeters even to values less than the maximal hygroscopicity.

4. The moisture content in soils increases beginning with the end October and reaches its highest value to the end of March or the beginning of April. After this period it begins to fall; up to the end of May—the time of cessession of rains — it decreases slowly, but with time it raises considerably. In summer months when the moisture content approaches its minimum, the rate of its decrease diminishes again.

5. The soils under a cover of cultivated or wild plants lose all of the moisture they receive in form of rain. Bare soils (black fallow) lose during the summer period a large quantity of moisture, but less than the soils under vegetation. Thus the black fallow with adequate treatment presents a reliable means of moisture conservation.

6. In the climatic conditions of the bogar zone for attaining a complete utilization of rain by the crop, the vegetation of plants ougth to begin in the end of summer or the beginning of autumn. In this case a mighty root system is already developped at begin of the winter interruption of the vegetation; as soon as this period is over, the roots begin to utilize the water supply of the soil and the unproductive losses of moisture bu physical evaporation are reduced to an unconsiderable value.

7. The agrotechnical measures elaborated by the local experimental institutions and based on this principle, involve such a system of treating black fallows that allows to retain the moisture available for plants at the depth of a few centimeters.

1947. ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА ИМ. В. В. ДОКУЧАЕВА. Том XXV

Е. А. АФАНАСЬЕВА

ПРОИСХОЖДЕНИЕ, СОСТАВ И СВОЙСТВА МОЩНЫХ ЧЕРНОЗЕМОВ СТРЕЛЕЦКОЙ СТЕПИ[1]

I. ОБЩАЯ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Район заповедных степей «Стрелецкой» и «Казацкой» лежит в пределах юго-западной части Средне-Русской возвышенности на водоразделе рек Сейма и Псла.

Обе эти степи отстоят друг от друга на 15 км и расположены одна, Стрелецкая, на водоразделе рек Сейм и Млодать, другая, Казацкая — на междуречьи рек Полная и Сейм. Реки Полная и Млодать являются левыми притоками р. Сейма и имеют очень небольшую протяженность. Длина р. Млодати около 25 км, Полной — несколько больше. Кроме долин рек Сейма, Полной и Млодати эрозионная сеть района состоит из большого количества глубоких, большей частью сухих логов, в настоящее время покрытых растительностью. Лога эти впадают как в долину р. Сейм, так и в долины его притока. Склоны оврагов покрыты травянистой растительностью или лесом, вследствие чего в настоящее время овраги эти не являются деятельными. Большую часть года они сухи и только весной на дне логов появляются небольшие водотоки. Деятельные овраги встречаются редко в виде небольших отвершков от сухих логов, длиною не больше 100 м.

Абсолютная отметка наиболее повышенного водораздела Стрелецкой степи — 263.5 м (репер у хутора Мясокомбината). Казацкая степь расположена несколько ниже (240 м над ур. м.) Водораздельные пространства между оврагами узки и имеют форму увалов различной длины и формы. Верхние части склонов обычно более пологи (от 0.5 до 4°). В нижней части склона углы наклона часто возрастают. Рельеф здесь явно эрозионный.

Вся эта местность не была покрыта ледником максимального Днепровского оледенения. Ледник обошел ее, как более возвышенную часть, с запада по Днепровской депрессии, а с востока — по долине Дона. Древний рельеф коренных пород, повидимому, имел здесь значительно более резкие формы. Лёссовидный суглинок, легший чехлом на коренные породы, сильно сгладил неровности древнего рельефа и придал формам поверхности те мягкие очертания, которые сохранились и до настоящего времени. Согласно исследованиям Барановской и Дик [9] геологическое

[1] Работа выполнена совместно с сотрудниками Центральночерноземного Государственного Заповедника.

и гидрогеологическое строение района заповедника рисуются в следующем виде.

Коренные породы района представлены мергелями и мелом верхнемелового возраста и песчаными отложениями палеогена. В нижней части мергельной толщи лежит водоносный горизонт, вскрываемый долинами рек Полной и Млодать, а также их притоками. Выходы этого водоносного горизонта начинаются с горизонтали 175 м абсолютной высоты. Что является водоупором для этого водоносного горизонта, неизвестно, так как он лежит ниже уровня упомянутых рек и в обнажениях не выходит, а бурения здесь не производилось. Мощность мергельной толщи над водоносным горизонтом около 20 м, т. е. до абсолютной отметки 194 м (обнажение на левом берегу Хвощева лога у устья впадающей в него Химиной лощины). Над мергелем лежит мел. Характер меловой толщи не везде одинаков, а также неодинаковы и высоты, на которых она встречается. Обычно мел лежит на высоте 205 м, но в отдельных случаях его можно наблюдать и значительно выше, так, например на Казацкой степи, на водоразделе логов Галичьего и Барыбина, К. М. Смирновой в почвенном шурфе он обнаружен на высоте 240 м. Мощность мела, судя по обнажениям, около 6 м, но возможно, что местами она и больше.

Третичные отложения, лежащие над мелом, представлены по преимуществу тонкими песками. Иногда в них встречаются глинистые прослои и линзы. Мощность песков местами доходит до 60 м, но, по всей вероятности, не везде одинакова; иногда третичные пески отсутствуют совсем (например на Казацкой степи) и тогда лёссовидный суглинок лежит непосредственно на меловых породах. Чаще пески покрывают мел. Мощность песков не везде одинакова, так как, вероятно, значительная часть их была смыта эрозионными процессами за время формирования рельефа в доледниковый период. В нижней части третичных песков лежит второй, верхний водоносный горизонт. Водоупором для него являются меловые отложения.

Древний рельеф коренных пород третичного и более раннего времени, ныне покрытый лёссовидным суглинком, ко времени отложения последнего, повидимому, имел сильно расчлененный эрозионный характер. Изучаемая территория, начиная с миоцена, была сушей. Море, отложившее пески полтавского яруса (по Армашевскому), ушло далеко на юг в пределы Причерноморской впадины. С этого времени и началось формирование древнего рельефа этой местности. Поэтому естественно, что от морской равнины ко времени наступления ледника не осталось и следа и вся местность представляла собой густую сеть глубоких долин рек, оврагов и балок, разделенных водораздельными увалами разной высоты. На формирование древнего рельефа, кроме эрозионных процессов, имели влияние, по всей вероятности, и карстовые явления. Карстовые явления, распространенные в мергельной толще, по нашему мнению, сказываются и на формировании современного послеледникового рельефа, несмотря на то, что мергели с поверхности прикрыты значительной толщей песков и поверхностным плащом лёссовидного суглинка. Расположение блюдец на водоразделах как в степи, так и в лесу всегда идет по определенным линиям, что позволяет предположить, что они ориентированы по подземным трещинам. Их образование обусловлено провалами карстового характера в мергельной толще. Эти провалы сильно сгивелированы поверхностными наносами, но все же на месте их образуются отчетливо выраженные понижения. В дальнейшем эти хотя и не глубокие понижения увеличивались благодаря застаиванию здесь воды и большому промачиванию и выщелачиванию лёссовидной толщи, т. е. вследствие

явлений суффозионного порядка. Наличием карста, повидимому, обусловлено почти полное отсутствие современной глубинной эрозии в этом районе. Почвенные и грунтовые воды отводятся вглубь по карстовым воронкам и трещинам, что препятствует эродирующему действию стекающих по склонам вод.

II. СОСТАВ И СВОЙСТВА МАТЕРИНСКОЙ ПОРОДЫ ПОЧВ

Почвообразующей породой района степей Стрелецкой и Казацкой является светлопалевый лёссовидный суглинок, сравнительно тонким плащом покрывающий коренные породы. Так как покровный нанос ложился на очень неровную поверхность коренных пород, то он, естественно, имеет неодинаковую мощность в разных точках. По данным геоморфологов З. Барановской и Н. Дик, а также почвоведа К. М. Смирновой, проводивших в этом районе в 1933 г. геоморфологическую и почвенную съемку, мощность лёссовидного суглинка на водораздельных пространствах не превышает 2.5 м, уменьшаясь на крутых склонах и несколько возрастая на пологих. В наших же почвенных ямах мощность лёссовидного суглинка оказалась значительно больше. На водораздельном участке на Стрелецкой степи, между лесом «Дубрашина» и «Дедовым лесом», ни в наших почвенных ямах № 2 и 12, ни в трехметровых траншеях толща лёссовидного суглинка пройдена не была. В скважине, заложенной М. И. Андриановым в 50 м от нашей ямы № 2, на том же водоразделе, сплошная толща лёссовидного суглинка также не была пройдена до глубины 8 м. Механический состав наноса становится с глубиной несколько более легким.

Только в одной из ям в лесу «Дубрашина» (яма № 3), на склоне к логу Круглому, на глубине 2.5 м под лёссовидным суглинком был найден желтый тонкозернистый песок. На глубине от 250 до 300 см песок вскипает от HCl, ниже, до 350 см, он был бескарбонатен.

Почвообразовательный процесс в исследуемом районе распространяется на значительную глубину, почвенные профили, в местах, где лёссовидный нанос тонким слоем покрывает поверхность, не всегда умещаются полностью в лёссовидном суглинке. Иногда, как было указано выше (яма № 3), нижняя часть почвенного профиля захватывает пески (а может быть местами и элювий мергелей — Казацкая степь).

Нижняя граница почвенного профиля устанавливалась нами как по морфологическим признакам, так и на основании данных химических анализов. Главным критерием служило распределение карбонатов. Когда под почвой лежит бескарбонатная порода, тогда за нижнюю границу мы считаем глубину, где карбонаты исчезают. Если порода карбонатна, то нижней границей является глубина, с которой содержание $CaCO_3$ в породе становится более или менее постоянным.

Толща лёссовидного суглинка почти во всех почвенных шурфах отчетливо делится на два слоя: верхний, более тяжелый по механическому составу и нижний — более легкий.

Граница, отделяющая более глинистый верхний слой от нижележащего, проходит на разных глубинах почвенного профиля, чаще всего, по нашим данным, — на глубине 210—220 см от поверхности. Иногда нижняя граница верхнего слоя лёсса лежит значительно ниже. Так, в яме № 5 на Казацкой степи, она проходит на глубине 300—350 см от поверхности. В лесу «Дубрашина» в яме № 7 границы верхнего наноса мы не достигли, хотя глубина шурфа была 410 см. То же можно сказать

и о яме № 26, где до дна шурфа (350 см) шел глинистый наносы; до границы его перехода в более легкую породу мы не докапывали. В блюдцах эта граница между двумя слоями лёссовидного суглинка проходит, очевидно, еще глубже (яма № 6 на Казацкой степи).

Исследователями, работавшими в районе Стрелецкой и Казацкой степей до нас, почвоведом К. М. Смирновой и геоморфологами Барановской и Дик эта граница между верхней глинистой частью лёсса и нижней, более легкой проводится несколько выше, на глубине 160—170 см от поверхности.

По нашим наблюдениям на водораздельных пространствах, в черноземных почвах, граница, отделяющая верхнюю глинистую толщу от более легкой нижележащей, проходит в нижней части карбонатного горизонта и почти совпадает с нижней границей почвенного профиля. Надо отметить, что в том случае, когда мощность почвенного профиля почти совпадает с мощностью глинистого лёссовидного суглинка, по цвету отличить его от нижележащего слоя очень трудно, так как его коричневатый оттенок маскируется в верхней части почвенного профиля гумусом, а в нижней — углекислыми солями. Но по плотности сложения, по механическому и по химическому составу эти два слоя заметно отличаются.

В лесных почвах граница между глинистой толщей и суглинистой ясно различается и по цвету и по плотности. Верхний слой имеет более темный коричневатый оттенок и большую плотность по сравнению с нижним слоем. Граница между ними проходит в средней части карбонатного горизонта и почти всегда выше нижней границы почвенного профиля.

Переход между этими двумя толщами лёссовидного суглинка иногда бывает постепенным, иногда — довольно резким. На границе между ними ни нами, ни прежними исследователями никаких следов погребенных почв или других доказательств перерыва в их отложении нигде найдено не было.

Верхний глинистый слой суглинка, как правило, полностью захвачен почвообразованием, поэтому он, вероятно, значительно изменен и о первоначальных его морфологических признаках как породы судить трудно. Во всяком случае то, что можно наблюдать сейчас в нижней части почвенных профилей, характеризует его как коричневый тяжело-суглинистый или глинистый нанос очень плотного сложения, однородный, без всякой слоистости.

Нижний светло-палевый лёссовидный суглинок в некоторых разрезах имеет на глубине от 2.5 до 3.5 м прекрасно выраженную горизонтальную слоистость. Толщина слоев не везде одинакова. Местами слоистость по виду напоминает таковую у ленточных глин, иногда толщина слоев значительно больше. На глубине около 3.5 м при слоистом сложении этот суглинок или совсем бескарбонатен или содержит незначительное количество углекислых солей (от 0.01 до 0.55% $CaCO_3$ в яме № 2 на глубине от 300 до 360 см). Остановимся несколько подробней на механическом составе этих наносов.

Приводим таблицы механических анализов для двух профилей почв. Яма № 2 характеризует наносы водораздела (табл. 1), а яма № 27 — верхнюю часть южного пологого склона (табл. 2).

Механические анализы произведены пипеточным методом с предварительным насыщением почв Na по методу Гедройца. В карбонатных образцах вначале разрушались углесоли обработкой 0.005-*n*HCl. Соляная кислота бралась в количестве, эквивалентном содержанию карбонатов. После удаления карбонатов почва насыщалась Na, а затем отмывалась спиртом от NaCl.

Таблица 1

Разрез № 2. Механический состав

Глубина взятия образца, см	Размер частиц в мм: >0,25	0,25—0,0063 по разности	0,25—0,0063 просуш. при t 105°	0,25—0,0063 прокален.	0,0063—0,002 просуш. при t 105°	0,0063—0,002 прокален.	0,002—0,00063 просуш. при t 105°	0,002—0,00063 прокален.	0,00063—0,0002 просуш. при t 105°	0,00063—0,0002 прокален.	<0,0002 просуш. при t 105°	<0,0002 прокален.	Сумма фракций от 0,0063 и меньше
0— 10	нет	71.50	75.14	9.55	9.10	3.40	3.19	1.10	1.22	14.50	11.35	24.86
20— 30	нет	64.95	69.30	10.60	10.03	5.40	5.24	2.80	2.31	16.25	13.12	30.70
60— 70	нет	59.70	63.91	11.00	10.44	5.00	4.68	2.90	3.00	21.40	17.46	36.09
90—100	нет	61.20	64.23	9.75	9.73	3.45	3.58	4.10	3.63	21.30	18.83	35.77
100—110	нет	60.80	64.32	9.15	8.92	3.65	3.76	4.10	3.61	22.50	19.39	35.68
140—150	нет	56.90	60.43	9.30	9.30	4.20	4.34	3.30	2.89	26.30	23.04	39.57
190—200	нет	51.40	55.63	9.45	9.83	4.35	4.52	8.60	6.81	26.20	22.21	43.37
200—210	0.07	60.94	60.70	7.61	7.44	3.19	3.18	3.81	3.92	24.79	24.36	39.30
210—220	0.07	74.76	74.61	4.50	4.28	2.05	2.09	1.90	1.94	16.72	17.08	25.39
220—230	0.03	79.11	81.38	3.97	3.30	1.31	0.82	нет	нет	15.58	14.50	18.62
240—250	нет	80.40	82.36	2.60	2.64	0.50	0.51	1.95	1.98	14.55	12.51	17.64
250—260	нет	82.10	84.27	3.15	2.89	0.80	0.81	1.35	1.37	12.60	10.66	15.73
270—280	нет	82.85	84.51	1.40	1.43	2.05	2.04	2.55	2.60	10.85	9.42	15.49
310—320	нет	79.50	81.95	1.75	1.17	2.30	2.29	1.30	1.32	15.15	13.27	18.05
350—360	нет	76.25	78.30	3.35	3.41	1.70	1.67	3.00	3.05	15.60	13.57	21.70

Анализы произведены Е. А. Афанасьевой.

ТАБ

Разрез № 27. Механ

Глубина взятия образца, в см	Размеры частиц в мм							
	1,0—0,25		0,25—0,63		0,063—0,02		0,02—0,0063	
	просуш. при t 105°	прокален.	просуш. при t 105°	прокален.	просуш. при t 105°	прокален.	просуш. при t 105°	прокален.
0— 10	0.72	0.26	1.75	не опред.	39.92	33.49	27.91	25.07
20— 30	0.11	0.06	2.80	—	34.38	30.72	25.63	24.79
40— 50	0.04	0.03	3.62	—	31.66	29.28	28.23	28.03
60— 70	0.05	0.02	6.24	—	31.68	31.37	23.82	23.40
100—110	0.06	0.06	3.28	—	33.73	33.62	24.65	24.18
110—120	0.06	0.05	—	—	33.02	32.82	25.49	25.49
140—150	0.05	0.04	1.04	—	26.76	25.70	28.39	28.01
170—180	0.06	0.05	0.46	—	21.81	21.42	24.71	24.71
190—200	0.11	0.10	1.39	—	25.06	23.94	18.56	18.16
200—210	0.06	0.06	3.80	—	29.63	27.25	21.65	21.65
210—220	0.11	0.10	5.79	—	36.79	36.59	18.19	17.58
220—230	0.03	0.02	9.20	—	49.99	49.18	18.22	18.01
230—240	0.05	0.05	7.72	—	50.90	49.68	21.25	21.25
250—260	0.05	0.05	10.10	—	45.88	44.65	20.76	20.76
280—290	0.09	0.07	5.56	—	48.97	48.46	20.28	20.28
310—320	0.08	0.08	6.35	—	50.42	50.42	21.71	20.79
330—340	0.03	0.02	2.25	—	53.65	53.65	19.10	18.70

Анализы произведены М. Я. Школьник.

Данные механических анализов показывают, что верхний глинистый наносможно отнести (по классификации Качинского) к тяжелым пылеватымсуглинкам, а в нижней его части—к легким пылеватым суглинкам. В этих породах частиц крупнее 0.25 мм нет совсем. Фракция среднего песка от 0.25 мм до 0.06 мм также почти отсутствует (от 1 до 10%). Главная масса мелкозема представлена пылеватыми частицами, причем частиц крупной пыли (0.06 до 0.02 мм), примерно, столько же, сколько и мелкой пыли (0.02—0.002 мм). В верхней более глинистой толще наноса тонкой пыли несколько больше, чем крупной. Количество илистой фракции (<0.002 мм) колеблется в значительных пределах — от 15 до 39.76%.

Главная масса илистой фракции состоит из частиц коллоидных размеров, т. е. частиц <0.0002 мм. Фракция от 0.002—0.00063 мм составляет незначительную долю илистой части (от 2 до 6.56%). Частицы от 0.0006 до 0.0002 мм часто отсутствуют или содержатся в количестве не более 4%.

Нижний, более легкий, лёссовидный суглинок по его механическому составу можно отнести к средним пылеватым суглинкам. Главное отличие его от верхнего тяжелого суглинка заключается в повышенном содержании крупной пыли и в соответствующем уменьшении количества мелкой. Количество крупной пыли колеблется от 56 до 66%, содержание мелкой пыли очень постоянно — от 20 до 25%. Илистая фракция в этом наносе также постоянна — от 12 до 19%. В илистой фракции среднего, пылеватого суглинка также преобладают частицы коллоидных размеров <0.0002 мм. Содержание фракций от 0.002 до 0.0006 мм незначительно.

Из приведенных механических анализов, характеризующих оба исследуемых наноса, видно, что главное различие в их механическом составе

ЛИЦА 2

ический состав

0.0063—0.002		0.002—0.00063		0.00063—0.0002		<0,0002	
просуш. при t 105°	прокален.	просуш. при t 105°	прокален.	просуш. при t 105°	прокален.	просуш. при t 105°	прокален.
10.53	9.79	6.00	3.79	нет	нет	13.17	8.95
13.85	11.77	7.92	6.56	0.31	нет	15.00	12.29
9.66	9.55	7.06	5.56	0.42	0.42	18.17	15.57
9.94	8.59	6.01	5.28	0.52	нет	21.74	17.60
9.18	9.18	5.39	5.28	0.30	нет	23.41	19.91
10.20	9.39	6.39	4.64	1.55	1.55	24.15	24.05
10.97	10.45	5.74	5.32	4.40	3.79	22.65	20.09
12.87	12.46	6.69	6.49	3.11	2.26	30.89	28.11
12.48	12.48	6.81	5.06	3.40	3.30	32.19	29.72
8.49	8.49	5.29	5.29	нет	нет	31.08	27.35
7.87	7.87	3.97	3.97	2.44	1.63	25.14	25.04
3.64	3.54	2.73	2.73	нет	нет	16.19	14.16
3.23	3.23	2.73	2.43	нет	нет	14.17	12.74
3.54	3.04	1.92	1.72	1.52	1.52	16.19	14.67
4.14	3.65	3.95	3.95	нет	нет	17.03	15.00
3.85	3.75	2.17	1.82	2.74	2.33	12.68	11.36
4.68	4.68	3.35	3.15	1.32	1.01	15.65	14.22

заключается в разном соотношении крупной и мелкой пыли. В верхнем, более тяжелом слое отношение крупной пыли к мелкой примерно равно 1:1, тогда как в нижнем, более легком наносе — оно 2:1 или даже 3:1.

Содержание глинистой фракции в них не так различно, а в отдельных случаях, как показывают анализы, даже одинаково.

Данные механических анализов показывают значительно большую однородность нижнего наноса по механическому составу как в вертикальном направлении, так и в горизонтальном. Это можно заметить при сравнении нижних слоев породы в ямах 2 и 27. Интересно также отметить, что в то время, как на водоразделе (яма № 2) нижняя толща лёссовидного суглинка ясно слоиста и почти бескарбонатна, на склоне (яма № 27) эта толща представлена однородным, не слоистым, но сильно карбонатным (до 10% $CaCO_3$) суглинком. По механическому составу они очень близки. Вся верхняя глинистая часть этого наноса подверглась почвообразовательному процессу, и поэтому она видоизменена в соответствии с тем, какое место она занимает в почвенном профиле.

Нижний лёссовидный суглинок лежит по большей части под почвенным профилем или в самой нижней части его и почвообразованием затронут в значительно меньшей степени.

Оба описанных лёссовидных наноса представляют собой наносы хорошо сортированные.

Для двух образцов разреза № 2 мы имеем данные агрегатного состава, которые приводим в табл. 3.

Ясно выраженные различия в гранулометрическом составе верхнего и нижнего наносов в естественном их состоянии сильно сглажены, так как в природе они скоагулированы в агрегаты, агрегатный же состав их показывает большое сходство между верхним и нижним наносами (см. табл. 3). Этим объясняется, повидимому, отсутствие в профиле под-

ТАБЛИЦА 3

Разрез № 2. Макроагрегатный состав

Глубина взятия образца в см	Воздушно-сухая почва					В воде				
	Размер частиц в мм									
	3—2	2—1	1—0.5	0.5—0.25	< 0.25	3—2	2—1	1—0,5	0.5—0.25	< 0.25
0—10	8.97	33.14	19.58	8.60	29.76	6.12	22.80	18.06	10.92	42.10
350—360	—	16.32	13.64	7.02	63.02	—	0.10	0.20	0.2	99.50

Данные С. И. Долгова.

вешенных горизонтов воды на границе перехода от одного слоя к другому, а также отсутствие других признаков, наблюдаемых на границах слоев с разным механическим составом. Подробнее об этом будем говорить ниже.

Агрегаты >0.25 мм в нижнем наносе (обр. 350—360 см) не водоупорны. В гумусовом горизонте того же разреза эти агрегаты, наоборот, обладают большой водоупорностью. Однако, как показывают микроагрегатные анализы, илистая и коллоидная фракции находятся здесь в микроагрегатном состоянии (табл. 4).

ТАБЛИЦА 4

Разрез № 2. Микроагрегатный состав

№ разреза	Глубина взятия образца в см	Размер частиц в мм						
		1—0.25	0.25—0.06	0.06—0.02	0.02—0.006	0.006—0.002	0.002—0.0006	<0.0006
27	180—190	нет	нет	50.47	28.34	17.62	2.65	0.92
27	330—340	0:472	нет	60.88	30.85	5.72	1.48	1.02
2	190—200	нет	нет	62.62	22.47	11.49	1.53	1.12
2	350—360	нет	нет	66.81	23.39	5.96	2,72	1.89

Анализы произведены К. Веригиной.

Такое свернутое состояние коллоидной фракции, как известно, характерно для лёссовидных пород и других областей [18].

Лёссовидность исследованных нами пород определяется поэтому не только преобладанием пылеватых фракций в гранулометрическом составе, но и тем, что более тонкие фракции (до коллоидной включительно) скоагулированы в агрегаты, которые по своим размерам также входят в пылеватую фракцию (табл. 4).

К сожалению, очень трудно пользоваться литературными данными для сравнения механического состава лёссов и лёссовидных пород других районов, так как отдельными авторами анализы делались разнообразными методами с различной подготовкой почв к анализу и недостаточно подробно. Это не дает нам возможности сравнить наши лёссовидные суглинки с подобными же образованиями других областей и найти их аналогов по этому признаку. Мы ограничимся только сравнением пород нашего района с более северными рыхлыми породами ледникового происхождения. Это сравнение мы считаем интересным, поскольку образование лёссовидных суглинков Курганского района связано с деятельностью ледниковых вод, и, следовательно, их можно рассматривать как эрраты отложений ледников.

Сравнивая механический состав валунного суглинка с курскими лёссовидными наносами, можно заметить, что в них суммы фракций больше 0.02 мм очень близки. Но в валунных суглинках эта фракция представлена песчаными частицами разной величины, в то время как в лёссовидном суглинке эта фракция состоит почти исключительно из частиц крупной пыли.

Что касается тонких фракций, то здесь также есть общие черты: тонкопылеватые фракции от 0.2—0.002 мм валунного суглинка (особенно при сравнении его с нижней толщей лёссовидного суглинка) дают близкие величины.

Коллоидами (частицами <0.0002 мм) лёссовидные суглинки значительно богаче, чем валунные суглинки, зато фракции от 0.002 до 0.0002 мм в валунном суглинке больше.

По механическому составу ленточные глины стоят еще ближе к курским лёссовидным суглинкам (табл. 5). Главное отличие ленточных глин по механическому составу от лёссовидных наносов Центрально-черноземного заповедника заключается в их исключительном богатстве тонкопылеватыми частицами и почти полном отсутствии частиц крупнее 0.02 мм. Коллоидов в них почти столько же, сколько в нижней толще лёссовидного суглинка, но меньше, чем в верхней. Кроме того, в ленточных глинах много частиц от 0.002 до 0.0002 мм, в то время как в лёссовидных суглинках они представлены в незначительном количестве.

Ленточные глины относятся к тяжелым тонкопылеватым глинам, тогда как лёссовидные суглинки — к средним и тяжелым пылеватым суглинкам.

Перейдем к рассмотрению химического состава наших суглинков.

Почти все образцы, приведенные в табл. 6 для характеристики верхней толщи лёссовидных суглинков, взяты из почвенных горизонтов, а потому являются в какой-то мере видоизмененными почвообразованием. Поэтому судить по их химическому составу о первоначальном составе этой породы можно только с некоторым приближением. Правда, как показывают наши данные, а также и литературные источники, в условиях черноземообразовательного процесса заметного выноса веществ из почвы не наблюдается.

Можно полагать, что те изменения, которые произошли в этих почвах, в особенности в гумусовых горизонтах их, заключались, главным образом, во внутренней перегруппировке элементов, т. е. в изменении минералогического состава. При этом часть веществ, которая освободилась при распаде первичных минералов в процессе выветривания и почвообразования, вошла в состав глинных минералов, в силу чего можно полагать, что превращения, происшедшие под влиянием почвообразования и выветривания, мало сказались на валовом химическом составе. Эти соображения в равной степени относятся к гумусовым горизонтам черноземных почв и к карбонатным, хотя в тех и других можно усмотреть некоторую миграцию элементов. Несмотря на эти соображения, мы приводим данные валовых анализов из карбонатных горизонтов черноземных почв для характеристики химического состава верхней тяжелосуглинистой толщи исследуемых лёссовидных суглинков.

Нижний нанос характеризуют образцы разреза № 2 с глубины 310—320 см и 350—360 см и разреза № 27 с глубины 310—320, 330—340 см. Образцы разреза № 2 представляют тонкослоистый бескарбонатный пы-

ТАБЛИЦА 5

Механический состав валунного суглинка и ленточной глины по данным А. А. Роде

Название породы	Размеры частиц в мм в % от веса прокаленной почвы												
	1—0.25	0.25—0.063	0.063—0.02	0.02—0.0063	0.0063—0.002	0.002—0.00063	0.00063—0.0002	<0.0002	1—0.02	0.02—0.002	0.002—0.0002	<0.0002	<0.002
Валунный суглинок из Лисино, гор. 95—100 см	18.12	28.02	14.02	13.21	8.26	6.14	5.01	7.22	60.16	21.47	11.15	7.22	18.37
Ленточная глина из Лисино, гор. 80—90 см .	0.16	0.11	1.38	13.03	41.81	21.45	8.91	13.15	1.65	54.84	30.36	13.15	43.51

ТАБЛИЦА 6

Валовой химический состав лёссовидных суглинков Центрально-черноземного государственного заповедника, пересчитанный на прокаленную породу, лишенную карбонатных и обменных CaO и MgO

№ разреза	Название породы	Глубина взятия образца в см	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	P_2O_5	Сумма R_2O_3, K_2O_5	MnO	Необменные CaO	Необменные MgO	K_2O	Na_2O	SO_3
2	Верхняя толща	0— 10	78.97	10.67	4.30	0.37	0.37	15.71	0.01	0.74	0.99	2.29	0.81	0.49
2		90—100	79.32	11.56	4.19	0.36	0.25	16.30	0.09	0.60	0.98	1.90	1.03	0.71
7	лёссовидного	50— 60	78.16	10.45	5.55	0.39	0.20	16.59	0.13	0.41	1.02	2.49	1.07	0.39
7	суглинка	400—410	78.70	10.17	5.13	0.87	0.17	16.34	0.11	0.24	0.77	1.68	0.46	0.33
27	Ц. Ч. Г. З.	60— 70	75.94	11.90	4.20	0.78	0.18	17.01	0.07	2.84	1.73	1.84	0.93	0.20
2	Нижняя толща	310—320	83.00	9.42	2.75	0.69	0.06	12.92	0.07	0.58	0.85		1.27	0.20
2		350—360	83.08	8.99	3.14	0.64	0.11	12.88	0.04	0.56	0.61	1.66	1.68	0.24
27	лёссовидного	310—320	84.05	9.03	3.32	0.61	0.06	13.02	0.06	0.40	1.01	1.84	0.54	0.09
27	суглинка Ц. Ч. Г. З.	330—340	83.79	9.65	3.18	0.63	0.11	13.57	0.06	0.08	—	1.77	0.55	0.15

ТАБЛИЦА 7

Валовой химический состав нескольких валунных суглинков, пересчитанный на прокаленную породу, лишенную карбонатных и обменных CaO и MgO

Наименование породы и место взятия образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO карбонати.	CaO поглощен.	CaO силикат.	CaO валовой	MgO карбонат.	MgO поглощен.	MgO силикат.	MgO валовой	K_2O	Na_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	Сумма	Потеря при прокаливании в % от веса сухой почвы
Валунный суглинок. Петергоф, Лен. обл. .	79.14	8.79	3.39	0.08	0.00	0.68	—	0.68	0.00		0.77	0.77	2.95	2.26	0.33	0.09	0.00	98.48	1.64
Валунный суглинок. Валдай, Лен. обл. . . .	78.47	12.47	4.22	0.13	0.00	0.34	0.44	0.78	0.00	0.04	0.68	0.78	2.86	0.65	не опр.		0.00	100.24	2.72
Валунный суглинок. Ю. Карелия	77.53	13.31	3.41	не опр.	0.00	0.14	1.15	1.29	0.00	0.11	0.66	0.77	не опр.		0.05	0.03	0.00	96.37	1.62
Валунный суглинок, Лисино, Лен. обл. . .	77.09	12.48	3.85	»	0.00	0.15	0.75	0.90	0.00	0.05	0.90	0.95	3.37	1.34	не опр.		0.00	99.98	1.62
Безвалунн. глина. Валдай 130—135 см.	69.11	16.47	5.65	»				1.32				1.57	3.54	1.00				98.66	
Ленточная глина, Лисино. 115—120 см	67.27	17.58	6.38	»				1.41				2.14	3.97	1.64	0.01			100.39	
То же, 80—90 см	65.25	18.88	7.27	—				1.35				2.34	3.50	1.42				100.01	

леватый среднесуглинистый лёссовидный суглинок водораздельных пространств.

Образцы разреза № 27 представляют собой однородный, пылеватый, среднесуглинистый, сильно карбонатный лёссовидный суглинок. По всем свойствам его можно было бы отнести к типичным лёссам.

Для сравнения химического состава исследуемых лёссовидных суглинков с составом ледниковых отложений приведена табл. 7.

Сопоставляя валовой химический состав курских лёссовидных суглинков и моренных отложений, можно отметить большое сходство между этими породами. Во всяком случае, различия в химическом составе между исследуемыми лёссовидными породами и валунными суглинками не больше, чем отклонения в химическом составе отдельных образцов морены, взятых в различных частях северо-западных районов Европейской части Союза.

Это сходство касается, главным образом, таких элементов, как кремнезем, алюминий, железо. Содержание щелочей и щелочных земель дает тоже близкие величины.

Отмеченное сходство по валовому химическому составу с моренными отложениями характеризует верхний наносе, в нижнем наносе оно менее заметно. Интересно отметить, что по механическому составу нижний наносе ближе стоит к валунному суглинку (ср. табл. 1, 2 и 5). Количество частиц >0.02 мм в валунном суглинке и в нижнем наносе очень близко, так же как и содержание пылеватых фракций и коллоидной части (частицы <0.0002 мм).

Верхняя часть лёссовидного наноса по механическому составу значительно больше разнится от моренных отложений. В ней, по сравнению с мореной, заметно меньше частиц >0.02 мм и много больше мелкой пыли и коллоидных частиц.

Валовый химический состав нижней толщи лёссовидного суглинка отличается от морены повышенным содержанием кремнезема и пониженным — железа и особенно алюминия. То же можно сказать и о щелочах, особенно, о калии. Кальций и магний не дают отчетливых отличий.

Данные валовых анализов, анализов трехкислотных вытяжек и минералогического состава показывают большее содержание свободного кварца в нижнем наносе (кроме одного образца), чем в верхнем. Большей примесью кварца к другим минералам и объясняется пониженное содержание остальных элементов, кроме кремнезема.

Имеющиеся данные о химическом составе лёссов и лёссовидных пород, распространенных на территории Европейской части нашего Союза, показывает, что и химический и механический их состав сильно варьирует. Химический состав лёссовидных пород, как и других рыхлых кластических наносов, зависит от их механического состава. Эта зависимость давно известна и подчеркивалась многими авторами.

Механический состав приднепровских или украинских лёссов, как впервые было установлено А. И. Набоких в 1911 г., а затем подтверждено В. И. Крокосом и другими, меняется, начиная от края Днепровского ледникового языка на восток и на юг. Наиболее легкие варианты лёссовидных наносов распространены в придолинной части Днепра.

По мере удаления от долины Днепра на восток и на юг лёссовидные породы приобретают все более и более тяжелый механический состав. В придолинной части Днепра лёссовидные наносы относятся к легко суглинистым породам, по мере же удаления на восток и на юг они постепенно переходят в тяжелые суглинки и даже в глины. В связи с этим меняется и их химический состав.

Разрез № 2. Валовой химический состав бескарцевой массы лёссовидных суглинков, пересчитанный на прокаленную породу, линейную карбонатных и обменных CaO и MgO.

Глубина взятия образца, см	Содержание кварца в %	Содержание бескарцевой части в %	Содержание фракции <0.002 мм %	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	P_2O_5	Сумма потерь от прокаливания	MnO	Не обменный CaO	Не обменный MgO	Na_2O	K_2O	Молекулярное отношение SiO_2 / Al_2O_3	Молекулярное отношение SiO_2 / $Al_2O_3 + Fe_2O_3$	Молекулярное отношение $RO + R_2O$ / $Al_2O_3 + Fe_2O_3$
0—10	50.10	49.90	15.76	57.85	0.74	21.38	8.62	0.74	31.48	0.18	1.48	1.98	1.68	4.59	4.60	3.65	0.57
90—100	51.71	48.29	26.04	57.15	0.75	23.80	8.67	0.52	33.74	0.19	1.24	2.03	2.13	3.93	4.08	3.31	0.52
350—360	56.64	43.36	18.30	60.97	1.48	20.73	7.24	0.25	29.70	0.09	1.29	1.41	3.87	3.83	4.99	4.08	0.65

ТАБЛИЦА 9

Валовой химический состав бескарцевой массы нескольких суглинков и глинистых пород по данным А. А. Роде[1]

Название образцов	Содержание кварца в %	Содержание бескарцевой части в %	Содержание фракции <0.002 мм	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Молекулярное отношение SiO_2 / Al_2O_3	Молекулярное отношение SiO_2 / $Al_2O_3 + Fe_2O_3$	Молекулярное отношение $RO + R_2O$ / $Al_2O_3 + Fe_2O_3$
Валунный суглинок, Валдай	55.39	44.61	не опр.	52.06	28.12	9.52	0.99	1.52	1.47	6.31	3.14	2.58	0.44
То же, Лисино	50.25	49.75	18.37	54.19	25.20	7.77	1.51	1.82	2.71	6.80	3.65	3.05	0.64
Безвалунная глина, Валдай	37.93	62.07	не опр.	51.32	27.13	9.31	2.17	2.59	1.65	5.83	3.21	2.63	0.59
Ленточная глина, Лисино, 80—90 см	26.56	73.44	43.51	53.10	25.90	9.97	1.32	2.96	1.95	4.80	3.48	2.79	0.57
То же, 115—120 см	27.52	72.48	34.77	54.78	24.23	8.79	1.63	2.84	2.26	5.47	3.84	3.11	0.66
(отлелена)	59.53	60.75		53.15	26.12	9.07	1.52	1.52	2.01	5.84	3.45	2.83	0.57
Среднее из 5 образцов													
Средний состав бескварцевой части кварцевых пород Финляндии	25.74	74.26		57.30	20.10	6.69	4.56	2.28	4.20	4.87	4.83	3.99	1.07

[1] См. работы А. А. Роде «К вопросу о рыхлых наносах как продуктах выветривания», 1938, стр. 13

Некоторую характеристику химического и механического составов украинских лёссов, а также данные, касающиеся лёссовидных пород и лёссов районов, прилегающих к Украине, можно найти в работах Крокоса 1922, 1924 и 1926 гг. и Набоких — 1921 г. Более северные лёссовидные породы районов Пензенского, Тульского, Прилукского, Мстиславского и Трубчевского затронуты исследованиями С. С. Морозова.

Все упомянутые авторы указывают на большие колебания в механическом составе лёссов и лёссовидных пород от легких суглинков до глин.

Что касается химических данных, характеризующих состав лёссов и лёссовидных пород, то и Крокос и Морозов так же, как и другие, приходят к выводу, что химический состав лёссовидных наносов близок к составу моренных отложений и что химический состав лёссовидных пород всецело зависит от механического состава, так как химический состав отдельных механических фракций в различных породах очень близок.

Работы приведенных авторов, хотя и характеризуют с некоторых сторон лёссовидные наносы, но они почти не касаются происхождения этих наносов и тех процессов, которые претерпевают породы при лёссообразовании.

Для того чтобы попытаться подойти к освещению вопроса о том, какие превращения претерпевает порода, подвергаясь лёссообразованию, мы подсчитали химический состав бескварцевой части (табл. 8) и сравнили ее с составом бескварцевой части моренного суглинка и более северных дериватов его. Мы считаем такое сравнение целесообразным, так как по литературным источникам и по нашим данным, исходным материалом для лёссовидных суглинков следует считать морену. Этого мнения придерживаются все авторы, независимо от того, какой теории происхождения лёссов они бы ни придерживались. Химический состав бескварцевой части валунных суглинков и ленточных глин заимствованами из работы А. А. Роде (1938 г.) (табл. 9).

Сравнение рыхлых пород по валовому химическому составу затруднено различным содержанием в них свободного кварца, так как дифференцировка рыхлых пород по химическому составу зависит, главным образом, от того или иного содержания в них кварца (Роде).

Этот вывод можно сделать уже из того, что кварц сосредоточивается по преимуществу в крупных фракциях, а содержание крупных фракций определяет валовое содержание кремнезема в породе.

Таким образом при исключении кварца как инертного компонента фракции становятся значительно более сравнимыми между собой.

Сопоставим общее содержание кварца, полевых шпатов и глинных минералов в исследованных нами лёссовидных суглинках и других породах (табл. 10).

Содержание кварца в верхней части лёссовидной толщи (50.10—51.71%) близко к тому, которое мы наблюдаем и в валунном суглинке (50.54% в Лисинском и 55.70% в Валдайском). Напомним, что Валдайская морена содержит в большом количестве продукты ледниковой переработки девонских отложений. Верхний нанос, который так близок к валунному суглинку по содержанию кварца, имеет и сходный с последним валовой химический состав.

Приведенное сравнение лёссовидного суглинка с мореной по содержанию кварца не совсем согласуется с выводами, которые делает И. П. Герасимов в своей монографии. Он пишет: «Лёссы и лёссовидные наносы можно считать за остатки, находящиеся в состоянии довольно значительной выветрелости. На это указывает решительное преобладание кварца

ТАБЛИЦА 10

Общее количество и состав «главного остатка» и глинных минералов в % от веса прокаленной почвы

№ разреза	Почва и автор	Глубина взятия образцов в см	Содержание «главного остатка»	Содержание кварца	Содержание остальных минералов	Содержание глинных минералов	Отношение полевых шпатов к глинным минералам	Отношение кварца к полевым шпатам
2	Стрелецкая степь Курск. Е. А. Афанасьева	0—10	67.09	50.10	16.99	32.91	0.51	2.96
		90—100	67.96	51.71	16.25	32.04	0.51	3.18
		350—360	78.98	56.64	22.29	21.07	1.06	2.59
3	Ленточная глина. Лисино. Роде	80—90	51.46	26.71	24.75	48.54	0.51	
95	Валунный суглинок. Лисино. Роде	95—100	77.50	50.54	26.96	22.50	1.20	
34	Ленточная глина. Лисино. Роде	115—120	56.29	27.68	28.61	43.71	0.65	
19	Озовый песок. Лисино. Роде	95—100	96.72	67.94	18.78	3.28	5.72	
148	Безвалунная глина Валдай. Грабовская	130—135	57.82	38.14	19.68	42.18	0.46	
245	Валунный суглинок Валдай. Грабовская	124—130	70.00	55.70	14.88	30.00	0.47	

Примечания:

1) Содержание кварца определено по методу Гаррисона в модификации Роде, с применением трехкислотных вытяжек и последующего минералогического пересчета.

2) Содержание фракции «полевых шпатов» вычислялось как разность между нерастворимым в трехкислотной вытяжке остатком и содержанием кварца, поскольку известно, что большая часть остальных минералов (кроме кварца и полевых шпатов) растворяется в трехкислотной вытяжке.

3) Содержание глинных минералов определялось как сумма веществ, переходящих в трехкислотную вытяжку.

4) Данные, относящиеся к разрезу Роде и Грабовской, взяты из работы Роде: «К вопросу о степени подзолистости». Тр. Почвенного института АН СССР, т. XIII.

(остаточного, наиболее устойчивого к выветриванию минерала) и весьма небольшое содержание минералов менее устойчивых (полевых шпатов, слюд и др.)».

Анализы показывают, что содержание кварца в лёссовидных суглинках не всегда больше, чем в других рыхлых породах.

По нашим материалам лёссовидные породы содержат кварца столько же, сколько и морена, иногда меньше, а иногда и больше, как, например, в нижнем наносе исследованной нами толщи.

Большее или меньшее содержание кварца в этих породах зависит, главным образом, от характера их первоначальной сортировки при отложении и совсем не является доказательством их большей выветрелости. Наличие большого количества кварца в породе являлось бы доказательством ее большой выветрелости лишь в том случае, если бы вся или большая часть продуктов выветривания удалялась из породы. Вынос же продуктов выветривания из толщ рыхлых пород, повидимому, сравнительно не велик. Это видно из сравнения химического состава бескварцевой части рыхлых пород северо-западных районов Союза и изверженных пород Финляндии, которые приводит А. А. Роде в своей работе.

ТАБ

Химический состав растворимой части в трехкислотной вытяжке

№ разреза	Место взятия и автор	Глубина взятия образца в см	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO
2	Стрелецкая степь Е. Афанасьева . . .	0— 10	304.69	73.99	24.69	1.43
		90—100	298.70	85.06	22.93	
		350—360	193.81	56.15	16.04	
95	Валунный суглинок, Лисино. А. Роде .	95—100	162.56	64.35	22.30	2.87
3	Ленточная глина, Лисино. А. Роде . . .	80— 90	383.28	133.15	43.10	6.61
245	Валунный суглинок, Валдай. Грабовская	125—130	215.56	95.01	24.40	4.29
19	Озовый песок, Лисино. А. Роде . . .	95—100	20.04	12.35	5.13	4.10

Упомянутые данные позволили А. А. Роде сделать этот вывод для рыхлых пород, лежащих в подзолистой зоне, где возможность выноса продуктов выветривания значительно больше, чем в областях распространения лёссов и лёссовидных пород.

Сквозное промывание пород в степной полосе идет только в потускулах (Г. Н. Высоцкий). Поэтому трудно предположить сколько-нибудь значительный вынос вторичных минералов и относительное обогащение лёссовидных толщ остаточным кварцем.

И. П. Герасимов делает правильный вывод о значительной выветренности лёссов и лёссовидных пород, но приводит неудачное доказательство в подтверждение этого вывода.

В ленточной глине из Лисино и в Валдайской безвалунной глине, как в породах более тяжелых, как и следовало ожидать, кварца меньше, чем в лёссовидных суглинках Курского района.

Если содержание кварца в лёссовидных породах не показывает значительного преобладания его по сравнению с моренными отложениями, то естественно, и содержание в них бескварцевой части не так уж мало по сравнению с другими рыхлыми отложениями сходного механического состава.

Можно думать, что количество бескварцевой части в лёссовидных наносах с течением времени изменяется мало, хотя содержание глинных минералов постепенно увеличивается.

Как показывают данные, приведенные в табл. 10, процессы почвообразования, в условиях степного климата, направлены в сторону обогащения пород вторичными «глинными» минералами за счет разложения, повидимому, главным образом полевых шпатов. Этот процесс отчетливо выражен в гумусовых горизонтах черноземных почв; он характерен и для выветривания пород в этих условиях.

В морене из Лисино отношение общего количества полевых шпатов к «глинным» минералам равно 1.20. В валдайском валунном суглинке это отношение значительно уже, но это объясняется тем, что валдайская морена сильно обогащена девонскими сильно выветренными породами. В профиле черноземной почвы это отношение всюду значительно меньше,

ЛИЦА 11

(по Гаррисону) нескольких рыхлых пород в миллимолях

MgO	Na_2O	K_2O	Молекулярное отношение SiO_2 / Al_2O_3	Молекулярное отношение SiO_2 / $Al_2O_3+Fe_2O_3$	Молекулярное отношение $RO+R_2O$ / $Al_2O_3+Fe_2O_3$	Сумма R_2O_3	Сумма щелочей и щелочн. земель
24.32	3.37	7.43	4.12	3.09	0.37	98.68	37.05
20.59	9.19	5.73	3.51	2.76	0.33	107.99	35.51
11.41	2.58	1.49	3.45	2.68	0.21	72.19	15.48
17.55	2.91	12.07	2.52	1.88	0.41	86.65	35.40
47.92	3.22	18.13	2.88	2.17	0.43	176.25	75.88
15.13	1.47	15.52	2.27	0.69	0.12	310.57	36.41
0.50	0.63	0.00	1.62	1.15	0.30	17.48	5.23

ТАБЛИЦА 12

Разрез № 2. Данные рентгенографического анализа

Глубина взятия образца, см	Названия минералов
0— 10	Галлоизит, кварц, мусковит, каолинит
90—100	Галлоизит, кварц, мусковит
190—200	Галлоизит, кварц, монтронит (магнезит?)
200—210	Монтмориллонит, кварц
240—250	Монтмориллонит, галлоизит, кварц, мусковит
250—260	Монтмориллонит, кварц, мусковит
350—360	Монтмориллонит, мусковит, кварц

В первых трех верхних горизонтах, возможно, присутствует в небольших количествах монтмориллонит.

Анализы произведены в лаборатории Почвенного института АН СССР под руководством И. Д. Седлецкого.

что указывает на интенсивный распад полевых шпатов при процессе черноземообразования.

Если сравнивать валовой состав бескварцевой части лёссовидных пород с таковым изверженных пород Финляндии, то нетрудно заметить в первых значительно меньшее содержание силикатного кальция и натрия. Обеднение лёссовидных пород магнием значительно меньше, чем кальцием и натрием. Содержание калия не постоянно. Иногда меньше, иногда больше. Сравнивая состав бескварцевой части лёссовидных пород с моренной, можно констатировать, что в лёссовидных породах почти во всех случаях меньше силикатного кальция, магния иногда меньше, иногда больше, натрия почти столько же, а калия почти во всех случаях меньше.

Из сравнения бескварцевоей части лёссовидных пород с моренными отложениями и с кристаллическими породами Скандинавского щита можно видеть, что лёссовидные породы являются заметно более выветрившимися, чем валунные суглинки. Это положение бесспорно в отно-

ТАБ

Фракция уд. веса <2.44 в % от фракции мех

Название минералов	0—10		90—100		100—110	
	Размеры ча					
	0.25—0.02	0.02—0.002	0.25—0.02	0.02—0.002	0.25—0.02	0.02—0.00
Кремнистые органические остатки	1.29	3.47	0.33	1.86	0.06	1.63
Углистые остатки . .	15.15	22.56	0.18	нет	0.12	нет

ТАБ

Минералогический состав фракции уд. веса 2.44

Название минералов	Глубина взятия					
	0—10		90—100		100—100	
	Размеры ча					
	0.25—0.02	0.02—0.002	0.25—0.02	0.02—0.002	0.25—0.02	0.02—0.002
Кварц	62.60	50.51	78.13	75.14	76.72	67.22
Полевые шпаты: ортоклазы, частично микроклин, редко олигоклаз	11.38	10.93	13.50	12.96	15.39	17.92
Обломки пород и сильно выветрелые минералы	5.15	7.28	3.94	4.76	4.28	8.99

Минералогические анализы произведены И. И. Феофаровой. Почвен. ин-т АН СССР

шении кальция. В некоторых случаях лёссовидные породы содержат меньше калия и магния.

Интересен вопрос, в какое время лёссовидные породы подверглись дальнейшему выветриванию — в процессе переотложения или на месте? Судя по тому, что эти породы обеднены калием, мы полагаем, что потеря оснований произошла главным образом в процессе их переотложения, так как иначе, т. е. если бы калий освободился в процессе выветривания этих пород на месте, то он, по всей вероятности, фиксировался бы в глинной части, и вошел бы в состав вторичных алюмосиликатов. Между тем, глинная часть как раз и показывает меньшее содержание калия, чем в валунных суглинках.

Что касается магния, то он, освободившись при выветривании цветных минералов, должен был бы отчасти войти в состав вторичных алюмосиликатов, а частью выпасть в виде карбонатов. Поэтому делать какие-либо выводы на основании поведения магния трудно, тем более, что заметного обеднения магнием бескварцевая часть лёссов, по сравнению с валунными суглинками, не показывает.

Судьба кальция, освобождавшегося при выветривании, более или менее ясна. Он, по всей вероятности, выпадает в виде карбоната (табл. 11).

В табл. 11 приведен состав фракции, растворимой в трехкислотной

ЛИЦА 13

ического состава (глубина взятия образца в см)

190—200		200—210		240—250		250—260		350—360	
стиц в мм									
0.25—0.02	0.02—0.002	0.25—0.02	0.02—0.002	0.25—0.02	0.02—0.002	0.25—0.02	0.02—0.002	0.25 0.02	0.02 0.002
нет нет	0.04 нет	нет нет	0.25 нет	нет нет	0.06 нет	нет нет	0.15 нет	нет нет	0.01 нет

ЛИЦА 14

—2.75 в % от фракции механического состава

образца в см									
190—200		200—210		240—250		250—260		350—360	
стиц в мм									
0.25—0.02	0.02—0.002	0.25—0.02	0.02—0.002	0.25—0.02	0.02—0.002	0.25—0.02	0.02—0.002	0.25—0.02	0.02—0.002
73.66	66.74	82.15	56.71	75.24	68.95	82.43	62.94	55.93	66.33
16.61	21.65	10.92	18.38	18.22	17.84	10.25	16.82	30.29	18.43
4.97	8.15	3.98	8.03	1.22	2.54	1.53	3.46	2.99	7.85

вытяжке, т. е. фракции, которая приближенно соответствует глинным минералам.

Из данных этой таблицы видно, что молекулярные отношения $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ и $\frac{SiO_2}{R_2O_3}$ глинных минералов исследованных нами лёссовидных наносов заметно выше, чем те же отношения в ледниковых и водно-ледниковых наносах северо-западной Европейской части СССР.

Это позволяет предположить, что для глинной части лёссовидных пород характерны вторичные минералы, более богатые кремнеземом, нежели таковые, встречающиеся в морене. По всей вероятности, в лёссах можно ожидать преобладания минералов монтмориллонитовой группы, более богатых кремнеземом, чем минералы других групп из числа наиболее часто встречающихся вторичных алюмосиликатов. Наличие монтмориллонита в лёссах подтверждает и рентгеноскопический анализ. Кроме того, повидимому, здесь имеется заметно бо́льшее количество вторичного кварца в коллоидной фракции, чем в морене (табл. 12).

Общее содержание кварца и полевых шпатов в почве, по данным трехкислотных вытяжек и по минералогическому анализу (табл. 13, 14, 15, 16, 17 и 7), как и следовало ожидать, несколько расходятся, но и тот

ТАБ

Минералогический состав. Фракция уд. вес >

Минералы	Глубина вза					
	0—10		90—100		100—110	
	Размеры ча					
	0.25—0.02	0.02—0.002	0.25—0.02	0.02—0.002	0.25—0.02	0.02—0.002
Нерудные непрозрачные минералы	0.09	0.71	0.09	0.06	0.07	0.06
Водные гидраты железа	0.02	0.09	0.05	0.002	0.002	0.10
Рудные непрозрачные минералы	0.29	0.05	0.38	0.17	0.09	0.65
Гранат	0.10	0.13	0.09	0.02	0.03	нет
Циркон	0.06	0.25	0.08	нет	0.03	0.02
Анатаз	0.002	нет	0.05	нет	0.002	0.005
Рутил	0.01	нет	0.19	0.01	0.04	0.02
Турмалин	0.03	0.13	0.05	0.02	0.75	0.02
Апатит	0.04	0.16	нет	нет	0.001	0.01
Карбонаты	нет	нет	нет	нет	нет	нет
Биотит	0.38	2.53	0.63	1.23	0.08	1.67
Хлориты	0.01	нет	0.08	0.17	0.05	0.11
Глауконит	нет	нет	0.01	0.04	0.22	0.05
Амфиболы: роговые обман. актинолит, тремолит	0.43	0.52	0.87	0.52	0.18	0.31
Цоизит	0.07	0.06	0.22	0.07	0.04	0.05
Дистен	0.06	нет	0.02	0.05	0.01	нет
Титанит	0.02	0.19	0.03	нет	0.01	нет

и другой вид анализа говорят о большом количестве кварца и полевых шпатов.

Судя по преобладанию полевых шпатов в тонкой фракции (0.02—0.002 мм) по сравнению с более крупной (0.25—0.02 мм) в верхнем наносе, его можно считать более выветрившимся. Об этом же говорит и большее количество слюд в тонкой фракции тяжелых минералов (уд. вес 2.75).

Отношение оснований к полуторным окислам в глинной части лёссовидных наносов ниже, чем в морене. Это происходит, по всей вероятности, за счет большей потери первыми оснований, главным образом кальция.

Все эти данные указывают на большую выветрелость лёссовидных толщ по сравнению с моренными отложениями. В соответствии со сказанным выше, более глубокое выветривание лёссовидные породы претерпели, по всей вероятности, в процессе перемывания и переотложения. Все приведенные данные показывают, что в исследуемых лёссовидных породах сиалитное выветривание идет более интенсивно, чем в моренных отложениях. Кроме того, освобождающиеся здесь при выветривании основания должны, по всей вероятности, еще меньше выноситься из толщи породы и фиксироваться на месте. Кальций, главным образом, переходит в форму карбонатов. Магний частично переходит так же в форму карбоната, частично же во вторичные алюмосиликаты. Щелочи входят, вероятно, главным образом во вторичные алюмосиликаты.

Вопрос о происхождении углекислых солей в лёссах и лёссовидных

ЛИЦА 15

2.75 в % от фракции механического состава

тия образца в см										
190—200		200—210		240—250		250—260		350—360		
стиц в мм										
0.25—0.02	0.02—0.002	0.25—0.02	0.02—0.002	0.25—0.02	0.02—0.002	0.25—0.02	0.02—0.002	0.25—0.02	0.02—0.002
0.10	0.01	0.11	0.49	0.26	0.12	0.39	0.51	0.08	0.12
0.01	0.003	0.05	0.31	0.11	0.03	0.08	0.27	нет	0.04
0.25	0.01	0.30	0.26	0.51	0.06	0.77	0.29	0.08	0.11
0.10	0.003	0.09	0.11	0.26	0.02	0.15	0.07	0.01	0.01
0.15	0.002	0.12	0.04	0.17	0.01	0.35	0.09	0.07	0.04
нет	нет	0.008	0.01	0.08	0.008	0.06	0.02	нет	0.06
0.05	0.005	0.09	0.22	0.18	0.03	0.16	0.17	0.04	0.04
0.09	0.001	0.04	0.03	0.09	0.05	0.15	0.06	0.08	0.11
0.2	нет	0.02	0.05	0.02	0.02	0.06	0.02	нет	нет
0.99	нет	нет	0.09	нет	нет	0.03	нет	нет	нет
0.17	0.26	0.32	5.02	0.63	2.34	0.83	3.08	1.23	0.76
нет	0.005	0.03	0.12	нет	0.06	0.06	0.50	нет	0.09
0.45	нет	0.004	0.33	0.29	0.03	0.08	0.15	0.60	0.81
0.34	0.013	0.62	0.56	0.81	0.26	0.96	0.93	0.14	0.37
0.10	0.008	0.13	0.11	0.33	0.13	0.35	0.41	0.08	0.12
0.06	0.003	0.08	0.06	0.06	0.03	0.01	0.04	0.04	0.10
0.09	0.001	0.03	0.04	0.04	0.03	0.12	0.10	нет	0.06

породах окончательно не разрешен еще до сих пор, и разрешение его для всех лёссов и лёссовидных пород в общей форме вряд ли возможно, так же как и вопрос о происхождении этих пород.

Происхождение углекислых солей в лёссовидных породах надо рассматривать в каждом отдельном случае в тесной связи с происхождением данной породы и с историей развития той поверхности, которую покрывают данные лёссовидные породы.

Происхождение лёссовидных пород, покрывающих поверхность изучаемой территории, нужно связывать, повидимому, с влиянием так называемого Днепровского оледенения. Этот район не был покрыт ледником. Он лежит как раз в пространстве между Днепровским и Донским языками ледника. Можно думать, что это межязыковое пространство было в значительной части покрыто водой. Ледниковые воды перекрывали значительную часть водоразделов, имеющих сейчас абсолютные отметки до 260 м, и выше на этих высотах лежат отложения озерно-аллювиального типа.

В шурфах на водоразделах они имеют прекрасно выраженную горизонтальную слоистость и представляют собой хорошо сортированный нанос с очень однородным механическим составом.

Интересно, что на водоразделах и на склонах механический состав их очень однороден. Это указывает на слабое развитие в этом районе делювиальных процессов с момента их отложения и до настоящего времени. Мы связываем это с развитием карста в подстилающих породах.

ТАБЛИЦА 16

Разрез № 2. Минералогический состав механических фракций в % к почве

№ по пор.	Глубина взятия образца в см	Кварц			Полевые шпаты			Обломки пород и сильно выветрелых минералов			Слюды			Амфиболы и роговые обманки		
		фракц., мм		сумма	фракц., мм		сумма	фракц., мм		сумма	фракц., мм		сумма	фракц., мм		сумма
		0.25—0.02	0.02—0.002		0.25—0.02	0.02—0.002		0.25—0.02	0.02—0.002		0.25—0.02	0.02—0.002		0.25—0.02	0.02—0.002	
1	0— 10	20.31	26.16	46.47	3.69	5.66	9.35	1.67	3.77	5.44	0.12	1.61	1.73	0.10	0.27	0.37
2	90—100	27.62	29.01	56.63	4.77	5.00	9.77	1.39	1.84	3.23	0.22	0.48	0.70	0.31	0.20	0.51
3	100—110	28.09	24.62	52.71	4.63	6.56	11.19	1.57	3.29	4.86	0.03	0.61	0.64	2.07	0.19	0.26
4	190—200	23.35	23.19	46.54	5.27	7.52	12.79	1.36	2.83	4.19	0.05	0.07	0.12	0.11	следы	0.11
5	200—210	35.41	14.49	49.84	4.70	4.68	9.38	1.71	2.04	3.75	0.14	1.28	1.42	0.27	0.14	0.41
6	240—250	48.49	13.17	61.66	11.74	3.67	15.41	0.78	0.52	1.30	0.41	0.48	0.89	0.52	0.05	0.57
7	250—260	54.87	12.37	67.84	6.82	3.47	10.29	1.02	0.71	1.73	0.55	0.63	1.18	0.64	0.19	0.83
8	350—360	21.62	16.59	38.21	17.13	4.64	21.77	1.69	1.97	3.66	0.69	0.19	0.08	0.08	0.09	0.17

Продолжение ТАБЛИЦЫ 16

Глауконит			Эпидот			Турмалин			Рутил			Циркон			Анатаз			Кварц	
0.25—0.02	0.02—0.002	сумма	0.25—0.02	0.02—0.002	сумма	0.25—0.02	0.02—0.002	сумма	0.25—0.02	0.02—0.002	сумма	0.25—0.02	0.02—0.002	сумма	0.25—0.02	0.02—0.002	сумма	полевой шпат	
нет	нет	нет	0.04	0.34	0.38	0.01	0.07	0.08	следы	нет	нет	0.02	0.13	0.15	следы	нет	нет	4.97	4.97
следы	0.01	0.01	0.07	0.01	0.08	0.02	0.01	0.03	0.01	следы	следы	0.03	нет	0.03	0.02	нет	нет	5.79	5.79
0.08	0.02	0.10	0.02	0.03	0.05	0.27	следы	следы	0.01	следы	следы	0.01	следы	0.01	следы	следы	следы	4.71	4.71
0.14	нет	0.14	0.07	0.01	0.08	0.03	следы	следы	0.02	следы	следы	0.05	нет	0.05	нет	нет	нет	3.63	3.63
следы	0.08	0.08	0.12	0.07	0.19	0.02	0.01	0.03	0.04	0.06	0.06	0.05	0.01	0.06	0.05	0.01	0.01	5.34	5.34
0.19	0.01	0.20	0.33	0.01	0.34	0.06	0.03	0.09	0.12	0.06	0.18	0.11	0.07	0.18	0.11	0.07	0.18	4.00	4.00
0.05	0.03	0.08	0.23	0.03	0.26	0.10	0.01	0.11	0.11	0.04	0.15	0.23	0.02	0.25	0.04	0.02	0.06	6.59	6.59
0.34	0.20	0.54	0.10	0.03	0.13	0.05	0.03	0.08	0.02	0.11	0.13	0.04	0.01	0.05	нет	0.02	0.02	1.75	1.75

ТАБЛИЦА 17

Разрез № 2. Содержание фракций механического состава, выделенных для минералогического анализа, в % к почве

Глубина взятия в см	0.25—0.02	0.02—0.002	0.002—0.0002	<0.0002	Частиц <0.002
0— 10	32.45	51.79	4.41	11.35	15.76
90—100	35.35	38.61	7.21	18.83	26.04
100—110	36.62	36.62	7.37	19.39	26.76
190—200	31.70	34.75	11.34	22.21	33.55
200—210	43.10	25.44	7.10	24.36	31.46
240—250	64.45	20.45	2.49	12.51	15.00
250—260	66.56	20.61	2.18	10.66	12.00
350—360	56.54	25.16	4.73	13.57	18.30

ТАБЛИЦА 18

Разрез № 2. Содержание минералов с различным удельным весом в фракциях механического состава

Глубина взятия образца в см	Фракция механического состава в мм	Фракции, разделенные по удельным весам		
		уд. вес >2.75	уд. вес 2.75—2.44	уд. вес <2.44
0— 10	0.25—0.02	1.93	73.94	26.13
	0.02—0.002	16.50	49.50	34.00
90—100	0.25—0.02	4.00	82.00	14.00
	0.02—0.002	1.20	86.80	12.00
100—110	0.25—0.02	0.75	98.75	0.50
	0.02—0.002	1.55	81.45	17.00
190—200	0.25—0.02	1.94	78.63	19.43
	0.02—0.002	0.10	98.50	1.40
200—210	0.25—0.02	2.25	91.25	6.50
	0.02—0.002	5.10	65.20	29.70
240—250	0.25—0.02	4.40	72.60	23.00
	0.02—0.002	1.70	83.60	14.70
250—260	0.25—0.02	4.90	89.10	6.00
	0.02—0.002	5.10	71.90	23.00
350—360	0.25—0.02	1.70	87.00	11.30
	0.02—0.002	2.50	95.25	2.25

Кроме того, лёссовидные суглинки, лежащие на различных породах на тонких третичных песках (Стрелецкая степь) и на мергелях (Казацкая степь), имеют очень близкий механический и химический состав (данные К. М. Смирновой). Это указывает на то, что эти породы не элювиально-делювиального происхождения, так как трудно предположить, чтобы элювий столь различных пород, как мергель и пески, мог бы дать начало одинаковым лёссовидным породам. Кроме того, если допустить элювиальное происхождение лёссовидных суглинков, то совершенно не ясен источник такого большого количества углесолей в лёссах, там, где они подстилаются кварцевыми третичными песками. На это указывали также З. Барановская и Н. Дик.

Таким образом, лёссовидные суглинки, служащие почвообразующей породой исследуемого района, отлагались по нашим представлениям в талых водах ледника.

По мере отступания ледника бассейн мелел и скорости течений уменьшались, а источники взвешенного материала все более и более удалялись. Этим и объясняется то, что более легкие по механическому составу наносы лежат глубже, сменяясь в поверхностных слоях более тяжелыми.

К сожалению, нами не пройдена бурением вся толща лёссовидных пород, а потому и не достаточно прослежены изменения лёссовидного суглинка по всему вертикальному профилю его от поверхности до подстилающих пород, что особенно интересно было бы сделать на водораздельных плато. Это дало бы возможность более подробно разобраться в условиях, при которых отлагались эти наносы.

Не буду касаться здесь обширной литературы о происхождении украинских и южнорусских лёссов, так как она непосредственно не касается интересующего нас района. К тому же большинство авторов, занимающихся исследованиями южнорусского и украинского лёсса и лёссовидных пород, стремились дать универсальное объяснение происхождению этих пород вне связи с историей развития каждой данной поверхности, что совершенно недопустимо, как на это правильно указывает И. П. Герасимов. Мнения исследователей о происхождении лёссовидных пород изучаемого района расходятся. В основном, существующие взгляды по этому вопросу можно разделить на три группы.

Одни считают, что водоразделы покрыты лёссовидными суглинками эолового происхождения (А. Д. Архангельский и Г. Ф. Мирчинк и др.). Правда, в работах этих же авторов можно найти указания на возможность отложения водораздельных лёссов и из ледниковых вод.

В работах последних лет большинство исследователей водораздельным лёссам Средне-Русской возвышенности приписывают элювиально-делювиальное происхождение (В. М. Даншин — 1936 г. и И. П. Герасимов — 1939 г., И. В. Тюрин — 1939 г.).

В. В. Докучаев (1892 г.) и вслед за ним А. П. Иванов (1925 г.) объясняют происхождение лёсса данного района отложением его из талых ледниковых вод, заключенных между берегами Донского и Днепровского языков ледника.

З. Барановская и Н. Дик, работавшие на территории заповедника в 1933 г., пишут: «Наличие карбонатов и лёссовидных суглинков, подстилаемых третичными песками, а также совершенно аналогичный характер суглинистого покрова на водоразделах, имеющих различное геологическое строение, позволяет считать данные суглинки не элювиальным, а наносным образованием». Мы вполне присоединяемся к их доводам против элювиально-делювиального происхождения описываемых лёссовидных пород, но, к сожалению, названные авторы, признав данные суглинки наносными образованиями, до конца не расшифровывают генезис этих лёссовидных пород.

Наибольшие разногласия вызывает вопрос о происхождении лёссовидных пород, покрывающих водоразделы, тогда как все исследователи сходятся в мнении об аллювиальном происхождении лёссовидных наносов террас и допускают делювиальное происхождение наносов склонов.

Перейдем к вопросу о происхождении углесолей. Из сопоставления химического состава бескварцевой части ледниковых отложений и лёссовидных наносов мы видели, что в процессе переноса и переотложения материала, а может быть частично уже и после его отложения, некоторая часть силикатного кальция была потеряна, при этом кальций, по всей вероятности, связался с углекислотой и выпал в виде $CaCO_3$. В каких же количествах может выражаться обогащение данных лёссовидных пород углекислым кальцием этим путем? Аналитические данные показывают,

что лёссовидные породы беднее валунных суглинков силикатным кальцием на 0.3—0,4%, реже эта величина приближается к 1%. Кроме того, как мы уже говорили выше, часть силикатного кальция, вероятно, была потеряна в процессе перемывания морены и переотложения материала.

Таким образом, за счет освободившегося при выветривании кальция в лёссовидной толще могло образоваться всего 1—1.5% углекислого кальция.

Откуда же взялся весь остальной углекислый кальций в лёссовидных толщах?

Некоторое количество углекислых солей могло быть принесено водами в виде обломков карбонатных пород и отложиться вместе со всем материалом этого наноса.

Подобное явление мы наблюдаем и сейчас в долинах рек, где современный аллювиальный нанос нередко содержит небольшое количество карбонатов. Обычно это имеет место в тех случаях, когда на склонах речных долин имеются выходы карбонатной морены, размываемой весенними водами. Такие наблюдения были сделаны в долине Верхней Волги, Мологи, Шексны (Афанасьева, Грабовская, Завалишин).

Следует отметить, что в современных аллювиальных наносах карбонаты встречаются преимущественно в тех случаях, когда эти наносы имеют пылевато-песчаный механический состав.

Возможно, что сходную картину можно представить и при отложении описываемых лёссовидных суглинков. Но едва ли этим путем можно объяснить происхождение всей массы углесолей лёссовидных суглинков. Главная часть их, как нам кажется, аккумулировалась в этих наносах из грунтовых вод в период высокого стояния последних. Грунтовые воды обогащались здесь углесолями из меловых пород. Водный бассейн, в котором откладывались описываемые наносы по мере отступания ледника, постепенно мелел. После спада вод бассейна грунтовые воды некоторое время стояли достаточно высоко.

Во время высокого стояния грунтовых вод происходило обогащение верхних слоев лёссовидной толщи карбонатами, т. е. эта поверхность пережила луговую стадию. Засолению более легко подвижными солями эта поверхность, повидимому, не подвергалась, так как никаких следов бывшего засоления другими солями, кроме карбонатов кальция и магния, нами не обнаружено.

В том, что эта поверхность пережила луговую стадию, убеждает нас распределение карбонатов в породе и в почвах. Подробнее на этом вопросе мы остановимся ниже при описании черноземных почв и процесса черноземообразования.

III. РАСТИТЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ И МОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

В прошлом, когда территория данного района была еще мало освоена и изменена человеком, водораздельные пространства ее были покрыты участками разнотравных степей и отдельными лесными массивами. В настоящее время леса на более или менее ровных участках представлены дубняками паркового характера, в которых группы деревьев разомкнуты лесными полянами большей или меньшей величины и только на склонах к оврагам встречаются сомкнутые дубняки-спытники. Большая часть водораздельных пространств и пологих склонов распахана, и целинных степей, как и лесов, сохранилось очень мало. Участки целинных степей, с прилегающими к ним лесными массивами Центральночерноземного государственного заповедника являются небольшими вкраплениями среди

безбрежных пространств окружающих полей. Надо полагать, что хозяйственная деятельность человека в прошлые времена была направлена не только на распашку и освоение степей, но и на использование лесов, имевших в прошлом, по всей вероятности, значительно большее распространение. Леса вырубались, земли распахивались, и условий для возобновления лесов не было.

Почвенный покров района Центральночерноземного государственного заповедника слагается из сочетания нескольких разновидностей северных черноземов. Пестрота почвенного покрова этого района обусловлена в первую очередь рельефом местности.

Расчлененный рельеф способствует сложному распределению осадков и температуры и вместе с ясно выраженным микрорельефом степных пространств в значительной степени обусловливает пестроту почвенного покрова.

При распашке мелкие неровности исчезают, но блюдца и более крупные повышения остаются, являясь причиной пестроты пашни. Кроме того, в данной полосе лесостепи, где с более или менее одинаковым успехом могут развиваться как лес, так и степь, каждая смена растительного покрова должна была оставлять следы в почве.

В нашу задачу не входило почвенно-географическое обследование данного района, и мы не располагаем достаточным количеством почвенных ям, чтобы по собственным материалам дать картину распределения почвенных разностей по территории заповедника. Для общей характеристики почвенного покрова района мы пользуемся данными К. М. Смирновой, проводившей почвенную съемку в районе Стрелецкой и Казацкой степей в 1933 г. и любезно предоставившей нам свой предварительный отчет и почвенную карту в масштабе 1 : 42 000.

Основной фон почвенного покрова в Центральночерноземном заповеднике составляют мощные слабовыщелоченные среднегумусные глинистые черноземы на лёссовидном суглинке с содержанием гумуса в верхней части гумусового горизонта от 6.3 до 8.5%[1].

Небольшими пятнами среди слабовыщелоченных среднегумусных черноземов встречаются почвы с более высоким содержанием гумуса, с 10—11% гумуса в верхней части гумусового горизонта. Это так называемые «типичные» мощные тучные черноземы.

Смена лесной растительности в данных условиях не вызывала резких изменений в почвенном покрове. В изреженных парковых дубняках с травяным покровом развиваются почвы, близкие к тем, какие встречаются и на степных участках. В плакорных условиях наиболее часто встречающейся разновидностью почв являются мощные, в той или иной мере выщелоченные глинистые черноземные почвы. Деградированные почвы в этих лесах представлены в большинстве случаев слабодеградированными вариантами и только в тех случаях, когда почвы под лесом формируются в ясных депрессиях, где имеется застаивание воды, признаки деградации выражены довольно резко. Сравнительную характеристику химического состава и физико-химических свойств черноземных почв под лесной и степной растительностью мы даем ниже. Здесь же мы коснемся морфологических признаков этих почв.

Разнообразие черноземных почв данного района обусловлено главным образом пространственной изменчивостью мощности гумусовых горизонтов, содержанием гумуса в верхней части их и глубиной верхней границы карбонатного горизонта. Кроме того, в этих почвах часто наблюдаются

[1] По данным К. М. Смирновой.

разные соотношения между нижней границей гумусового горизонта и началом карбонатного горизонта. По положению верхней границы карбонатного горизонта в почвенном профиле, все почвы заповедника можно разбить на три группы:

1) Почвы, у которых начало карбонатного горизонта примерно совпадает с нижней границей гумусового горизонта (особенно в летний период); в этих почвах почти вся выщелоченная от карбонатов толща соответствует гумусовому горизонту. Это — так называемые «типичные» мощные черноземы, среднегумусные и тучные. Начало глубин вскипания 80—100 см.

2) Почвы, у которых карбонатный горизонт начинается значительно глубже нижней границы гумусового горизонта и между последним и карбонатным горизонтом имеется выщелоченный от карбонатов глинистый горизонт. Это — выщелоченные, мощные среднегумусные черноземы и черноземы деградированные.

3) Почвы, у которых карбонатный горизонт начинается в пределах гумусового горизонта, причем иногда даже в верхней половине последнего. Такие почвы, вероятно, надо считать претерпевшими значительную смену почвообразовательных условий. Черноземные почвы с такими признаками мы считаем проградированными.

При отнесении почв к тем или иным вариантам чернозема по положению верхней границы углесолей в почвенном профиле, мы обращаем внимание не на абсолютную глубину залегания карбонатов от поверхности, а на соотношение карбонатного горизонта с другими горизонтами почв и, особенно, с гумусовым горизонтом. Этим наше подразделение почв существенно отличается от применяемого К. М. Смирновой и другими почвоведами, работавшими в 1933 г. на территории заповедника.

Из сказанного ясно, что здесь признаки оподзоливания даже в лесных почвах выражены сравнительно слабо, тогда как черноземообразование здесь идет особенно интенсивно.

Для более подробного ознакомления с почвами изучаемого района привожу описание нескольких почв, развившихся под разной растительностью и в разных условиях залегания.

Разрез № 2. Водораздельное плато в Стрелецкой степи (абсолютная отметка около 256 м). Поверхность ровная с очень слабо выраженным микрорельефом. Разнотравноцелинная степь. Скашиваемый участок. Почва: мощный, тучный глинистый чернозем на светлопалевом лёссовидном суглинке. С поверхности почва покрыта довольно плотной дерниной трав и мха.

A_0 0—5—Дернина.

A_1 0—76/79 см. Имеет однородную темносерую окраску на протяжении почти всего горизонта, книзу приобретает легкий, едва заметный коричневатый оттенок. Структура зернистая, с примесью порошистых частиц. Сложение рыхлое. Механический состав: тяжелый суглинок. Нижняя граница языковатая. Вскипания от HCl в гумусовом горизонте нет. Весь горизонт обильно пронизан корнями. Наибольшая масса корней сосредоточена в слое 0—30 см.

П 76/79—120 см. Переходный горизонт. Весь горизонт пятнистый. По коричневатопалевому с грязно-серым оттенком лёссовидному тяжелому суглинку разбросаны кротовины и вертикальные черные полосы (1—2.5 см в диаметре — ходы червей). Структура комковатая, сложение более плотное, чем в верхнем горизонте. При подсыхании стенки ямы дают вертикальные трещины. Вскипание от HCl начинается с глубины 100 см. Выделения $CaCO_3$ в виде псевдомицелия. Нижняя граница неясная. Встречаются корни трав.

К 120—250 см. Светлопалевый карбонатный горизонт, суглинистый, с легким коричневатым оттенком, много черных вертикальных полос, диаметром в 1 см (ходы червей). Сложение плотное, мелкопористое. Выделения $CaCO_3$ как в виде мицелия, так и в виде журавчиков. Журавчики появляются с глубины 150 см. Нижняя граница

неясная по цвету, но вполне отчетливая по уплотнению и вскипанию от HCl. Есть редкие единичные корни трав.

С 250—360 см. Светлопалевый лёссовидный суглинок. Очень однородный, до дна ямы сохранивший отчетливую горизонтальную слоистость. Слои мелкие, 3—5 мм в ширину. Менее плотный, чем вышележащий горизонт. $CaCO_3$ почти отсутствует. Слабо вскипают отдельные пятна, местами вскипания от HCl совсем нет. Корни растений встречаются редко.

Разрез № 27. Лес «Дубрашина», около 300 м к юго-западу от усадьбы заповедника.

Среди группы дубов. Живой покров представлен почти исключительно снытником. Верхняя часть очень пологого склона к оврагу «Круглому». Юго-западная экспозиция. Слабодеградированный мощный, тяжело-суглинистый чернозем на лёссовидном суглинке.

A_0 0—3 см. Лесная подстилка из листьев дуба.

A_1 3—72/79 см. Темносерый, мелкозернистый, глинистый, аккумулятивно-гумусовый горизонт. Присыпка SiO_2 слабая, равномерно распределенная по всему горизонту. Сложение рыхлое. Нижняя граница нерезкая.

$П_1$ 72/79—85/100 см. Темносерый с бурым оттенком, мелкокомковатый, глинистый переходный горизонт. Сложение более плотное, чем в верхнем горизонте. Нижняя граница постепенная, бахромчатая.

$П_2$ 85/100—115/145 см. Грязно-бурый с черными вертикальными полосами, глинистый, комковатой структуры, плотный переходный горизонт. Благодаря большому количеству гумусированных кротовин, нижняя граница очень неровная. Вскипание от HCl начинается с глубины 108/115 см.

$К_1$ 115/145—220 см. Коричневатый карбонатный горизонт. Глинистый, плотный, лёссовидный. В нижней части этого горизонта лежит граница перехода от более тяжелого верхнего наноса к несколько более легкому палевому лёссовидному суглинку. Этот переход постепенный и лежит на глубине от 210 до 220 см. $CaCO_3$ в виде псевдомицелия и в рассеянном виде; изредка встречаются твердые конкреции.

$К_2$ 220—350 см. Светлопалевый лёссовидный суглинок, карбонаты равномерно рассеяны по всей массе суглинка. Редко встречаются твердые конкреции $CaCO_3$. Уплотнение значительно меньшее, чем в вышележащей толще. Слоистости не заметно. Вся порода как по цвету, так и по другим признакам, очень однородна.

Очень сходным по морфологии с разрезом № 27 является разрез № 16. Яма № 16 заложена в Петрином лесу и отстоит от разреза № 27 километров на 10. Приводим ее описание.

Разрез № 16. Выщелоченный, мощный, тяжело-суглинистый чернозем на лёссовидном суглинке. Ровный участок в группе дубовых деревьев.

A_0 0—3 см. Мертвая лесная подстилка из дубовой листвы. Живой покров, редкая сныть и другие травы. Дернина трав не сомкнутая.

A_1 3—80/100 см. Темносерый, во влажном состоянии почти черный, мелкозернистый гумусовый горизонт. До глубины 25 см от поверхности мелкозернистая структура прекрасно выражена. С глубиной все больше и больше применяются порошистые частицы. Присыпка SiO_2 незначительна и равномерно распределена по всему горизонту. Сложение рыхлое. Механический состав тяжело суглинистый. Нижняя граница неясная.

$П_1$ 80/100—103/120 см. Переходный пятнистый горизонт. По коричневому фону разбросаны темные гумусовые пятна. Механический состав глинистый. Сложение плотнее гумусового горизонта. Структура комковатая. Нижняя граница нерезкая, извилистая, легко заметная.

$П_2$ 100/120—140/150 см. Коричневый с грязно-серым оттенком глинистый горизонт с расплывчатыми более темными пятнами гумуса. Редкие черные кротовины. Сложение плотное. Структура комковатая. Нижняя граница неровная, но заметная. Вскипания от HCl нет. Нижняя граница этого горизонта является верхней границей вскипания от HCl.

$К_1$ 140/150—215/225 см. Коричневый тяжело суглинистый карбонатный горизонт. Весь вскипает от HCl. Карбонаты в виде мицелия. Сложение плотное. Структура комковатая. Нижняя граница ясная, извилистая и очень постепенная по цвету и, вероятно, по химическому составу.

$К_2$ 215/225—350 см. Светлопалевый суглинистый карбонатный горизонт. Карбонаты равномерно распределены во всей массе суглинка, мицелия не заметно. Карбонатных конкреций нет. Сложение рыхлое, весь суглинок мелкопористый, слоистости не заметно.

Несколько отличное строение имеет лесная почва разреза № 7.

Разрез № 7 — лес «Дубрашина». Средняя часть пологого склона южной экспозиции к оврагу «Круглому» — того же водораздела, где заложена яма № 2; группа дубовых деревьев с почти сомкнутыми кронами. Покров—мертвая лесная подстилка из полуперегнившей дубовой листвы и редкая сныть.

Почва — мощный, слабо деградированный, глинистый чернозем на лёссовидном суглинке.

A_0 0—3 см. Мертвая лесная подстилка из дубовых листьев и остатков трав.

A_1 3—60/70 см. Темносерый, прекрасной мелкозернистой структуры гумусовый горизонт. По всему горизонту заметно небольшое количество кремнеземистой присыпки. Больше всего присыпки на глубине 20—40 см, но и здесь ее очень мало. Сложение рыхлое. Механический состав тяжелосуглинистый. Весь горизонт слегка влажный, обильно прорезан корнями трав и деревьев. Нижняя граница постепенная. Вскипания от HCl нет.

$П_1$ 60/70—160 см. Менее интенсивно окрашенный, серого цвета с палево-бурыми пятнами; переходный горизонт. Структура комковатая. Сложение более плотное, чем в верхнем горизонте. Присыпки SiO_2 не заметно. С глубины 90—100 см вскипает от HCl. Вскипание сразу становится бурным. Выделения $CaCO_3$ в виде мицелия. Механический состав тяжелосуглинистый. Нижняя граница ясная, но неровная.

$К_1$ 160/300 см. Коричневато-палевый тяжелосуглинистый карбонатный горизонт плотного сложения. Пористый, пронизан мицелием $CaCO_3$. Весь горизонт очень однородный по всем признакам. Нижняя граница неясная.

$К_2$ 300—410 см. Коричневатый, тяжелосуглинистый карбонатный горизонт. Выделения $CaCO_3$ по преимуществу в виде мицелия; изредка встречается мягкая белоглазка. Сложение плотное, структура комковатая.

Повидимому история развития почвы разреза № 7 сложна. Можно думать, что эта почва долго находилась под лесом. Влияние леса сказалось как на верхней части почвенного профиля, так и на нижней.

После того как профиль этот почвы сформировался и приобрел черты, характерные для лесных почв этого района, лес на этом участке сменился степной растительностью. Вслед за поселением степной растительности поднялся карбонатный горизонт. Конечно, произошли при этом и соответствующие изменения в гумусовом горизонте. Но изменения, происшедшие в гумусовом горизонте, стушевались при повторном поселении леса.

Сейчас на этой почве снова растет лес (зрелый порослевой дубовый лес), но, по всей вероятности, все же сравнительно недавно: черты современной лесной почвы выражены здесь не резко. Горизонт вскипания лежит несколько высоко для лесной почвы (90 см от поверхности). Кремнеземистой присыпки мало, но гумусовый горизонт заметно делится на две части: верхнюю, интенсивно окрашенную, с прекрасной зернистой структурой и нижнюю, более светлую, с бурым оттенком и комковатой структурой. Распределение углесолей в карбонатном горизонте этой почвы также свидетельствует о менявшихся условиях почвообразования.

Из морфологического описания этих разрезов, а также и по аналитическим данным, которые мы приводим ниже, видно, что под дубовыми лесами паркового характера в плакорных условиях залегания формируются черноземные почвы с очень слабыми признаками деградации, но что почвенный покров под этими лесами тем не менее очень пестрый.

В депрессиях при условиях большего или меньшего застаивания воды (в блюдцах, седловинах, в ложбинах, и особенно на днищах логов) формируются сильно деградированные черноземные почвы. Даже в степных блюдцах под травянистой растительностью признаки деградации чернозема выражены значительно сильнее, чем под лесом, но в плакорных условиях.

Для характеристики деградированных черноземных почв степных западин приводим описание разреза № 6 в Казацкой степи.

Разрез № 6. Блюдцеобразная степная западина, на водоразделе между логами Галичьим и Герасимовым Казацкой степи. Почва — мощный деградированный глинистый чернозем. Поверхность покрыта густой дерниной трав.

A_1 0—50 см. Темносерый, во влажном состоянии почти черный, мелкозернистый гумусовый горизонт, рыхлого сложения. По всему горизонту при подсыхании заметна кремнеземистая присыпка. Нижняя граница неясная.

A_1A_2 50—120 см. Тот же гумусовый горизонт, но с большим количеством присыпки SiO_2. Структура комковато-зернистая, несколько более крупная, чем в горизонте 0—50 см. Сложение рыхлое, при подсыхании стенки ямы дают вертикальные трещины. Механический состав глинистый. Нижняя граница постепенная.

B_1 120—150 см. Пестрый переходный горизонт. По темносерому фону разбросаны коричневато-палевые пятна и мазки. Сложение плотное. Структура комковатая. Механический состав глинистый. Нижняя граница неровная, но хорошо заметная.

B_2 150—250 см. Коричневая, пластичная, влажная, очень однородная глина. Структура мелкокомковатая. Вскипания от HCl нет до дна ямы (280 см).

Как видно из описания, и в этих деградированных почвах признаки деградации выражены не особенно резко. Нет еще ясно фиксированного горизонта скопления кремнеземистой присыпки (гор. A_2), столь характерного для сильно деградированных лесных почв, и совершенно отсутствует ореховатая и крупноореховатая структура в глинистом горизонте вмывания полуторных окислов.

Таким образом, при всей пестроте почвенного покрова этого района диапазон изменения почв в разных условиях залегания и под разной растительностью не широк — от тучных мощных черноземов до деградированных черноземных почв. В более северных частях лесостепной полосы Европейской части Союза, а также и в Кузнецкой лесостепной полосе изменения почвенных разностей выражены значительно резче. Там, в пределах одного водораздела в различных условиях залегания и под разной растительностью можно наблюдать изменение почвенных разностей от выщелоченных черноземов до серых лесных почв.

IV. МЕХАНИЧЕСКИЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЧЕРНОЗЕМОВ

Непосредственной задачей нашей работы было изучение особенностей образования черноземных почв. Поэтому из всего собранного нами материала углубленной аналитической обработке были подвергнуты лишь почвы, у которых черноземные признаки выражены наиболее отчетливо. Деградированные почвы с более или менее резко выраженными признаками оподзоливания в наше рассмотрение не входили.

Аналитической обработке было подвергнуто шесть профилей черноземных почв.

Разрез № 2. Тучный, глинистый, мощный чернозем на желто-палевом лёссовидном суглинке под разнотравной целинной степью.

Разрез № 7. Мощный, слабо деградированный глинистый чернозем на лёссовидном суглинке. Дубовая роща в возрасте 50—60 лет, лес Дубрашина.

Разрез № 27. Мощный, слабо деградированный, глинистый чернозем на лёссовидном суглинке. В дубовом лесу, лес Дубрашина.

Разрез № 4. Проградированный чернозем. Казацкая целинная степь.

Разрезы № 26 и № 33. Выщелоченные черноземы под целинной степной растительностью.

Тучный чернозем № 2 взят в плакорных условиях на вершине водораздела Стрелецкой степи. Этот разрез мы взяли как типичную почву для степных пространств. Слабо деградированные лесные почвы № 7 и 27 взяты для сравнения, чтобы иметь возможность проследить влияние лесной растительности на черноземы и наблюдать первые стадии изменений степных черноземных почв под влиянием лесной растительности.

Механический анализ произведен для двух профилей (разр. № 2 и 27).

По механическому составу обе исследованные почвы можно отнести к пылеватым тяжело-суглинистым (см. табл. механического анализа 1, 2).

Как в тучном «типичном» черноземе (разр. № 2), так и в выщелоченной черноземной почве под лесом (разр. № 27) наибольшая глинистость наблюдается в карбонатном горизонте. При этом в тучном черноземе под степной растительностью максимум коллоидной фракции — частиц <0.0002 мм — совпадает с нижней третью карбонатного горизонта, тогда как в лесной почве он приходится на середину карбонатного горизонта и даже несколько выше.

По данным механического анализа очень четко выделяется граница между верхним глинистым наносом и нижним, несколько более легким. Она проходит в тучном черноземе на глубине 210—220 см и почти точно на той же глубине (220—230 см) и в слабо деградированном черноземе № 27.

Обе эти ямы лежат на одном водоразделе, но расстояние между ними около 2 км; яма № 2 лежит на вершине плоского водораздела, яма № 27 в верхней части пологого склона.

При сравнении механического состава этих двух почв можно отметить близкое сходство механического состава самого наноса (как верхнего его слоя, так и нижнего). Почвенный профиль тучного чернозема почти целиком умещается в толще глинистого наноса. Нижнюю границу этого профиля как по морфологическим данным, так и по химическим, мы проводим на глубине 250 см, а граница глинистого наноса проходит на глубине 210 см. Таким образом, только нижние 40 см карбонатного горизонта лежат на более легком наносе.

В лесной почве, судя по распределению карбонатов, почвенный профиль в нижней своей части налагается на более легкий лёссовидный суглинок. Общая мощность профиля этой почвы достигает до 340—350 см, тогда как нижняя граница глинистого наноса проходит на глубине 220—230 см.

Тонкослоистый, почти бескарбонатный лёссовидный суглинок, который мы находим в нижней части разреза № 2, и однородный, сильно карбонатный лёсс, лежащий под слабо деградированном черноземом в лесу «Дубрашина» (разр. № 27), несмотря на различия в сложении и разное содержание углесолей, имеют большое сходство в механическом составе (см. табл. 1 и 2, разр. № 2 глуб. 310—320 и 350—360 и разр. № 27 — 310—320 и 320—340).

Механический состав этих наносов представлен, главным образом, фракциями крупной и мелкой пыли. Частицы крупнее 0.25 мм в них отсутствуют. Фракций крупней 0.063 очень мало, 2.25—6.35 %.

Наибольший процент падает на фракцию от 0.063—0.02 мм (от 56.54 до 60.14%). Значительные количества падают на фракции 0.02—0.0063 и 0.0063—0.002 мм (с преобладанием во фракции 0.02—0.0063 мм).

Фракция 0.00063—0.0002 мм почти отсутствует. Коллоидов заметные количества — от 11.61 до 14.51%.

Суждение о первоначальном механическом составе верхнего глинистого наноса затрудняется тем, что в настоящее время он является почвообра-

зующей породой и потому значительно изменен почвообразовательным процессом.

Рассматривая механический состав наших двух почв, можно отметить, что в верхнем метре обеих почв, соответствующем гумусовым горизонтам, коллоидных частиц меньше, зато в гумусовых горизонтах соответственно возрастает фракция мелкой пыли от 0.02 до 0.002 мм.

Во втором метре от поверхности, соответствующем карбонатным горизонтам, возрастает содержание коллоидной фракции. Пылеватые фракции ведут себя в тучном черноземе и в выщелоченном различно.

В карбонатном горизонте тучного чернозема коллоидная фракция < 0.0002 мм увеличивается за счет уменьшения количества мелкопылеватой фракции (0.02—0.002 мм).

В лесной почве увеличение коллоидной фракции < 0.0002 мм ясней выражено. Это увеличение идет за счет уменьшения крупной пыли (частиц < 0.02), главным образом, за счет уменьшения фракции 0.063—0.02 мм. Мы полагаем, что увеличение глинистости в карбонатном горизонте разреза № 27 произошло не за счет вмывания коллоидных частиц из верхнего горизонта, а за счет превращений на месте. Эти процессы метаморфоза на месте значительно резче выражены в слабо деградированном черноземе, чем в тучном «типичном» черноземе.

В обоих разрезах обращает на себя внимание сравнительно небольшое количество коллоидов в верхних частях гумусовых горизонтов. Повидимому, это надо объяснить неполной пептизацией гумусовых горизонтов даже при насыщении почвы Na. На такое неполное распыление сильно гумусовых почв Na указывал К. К. Гедройц [17].

Различия в механическом составе верхнего и нижнего наносов лёссовидных суглинков, столь ясно выступающие после пептизации под влиянием насыщения почвы Na, в природе значительно сглажены. В условиях черноземного профиля коллоидные частицы в свободном состоянии почти отсутствуют. При этом в карбонатном горизонте микроагрегаты входят, главным образом, во фракцию пыли. Поэтому на границе этих двух наносов, как показывают кривые распределения карбонатов и объемные веса, заметных изменений в физических свойствах не наблюдается.

Для указанных почвенных разрезов, подвергшихся химической обработке, нами проделаны следующие анализы.

Для тучного чернозема № 2: послойно в каждых 10-ти сантиметрах от поверхности до 360 см глубины определены: объемный вес (с тремя повторностями), гигроскопическая вода, гумус, CO_2 карбонатов, обменные Ca и Mg. Кроме того, сделано 25 определений pH, 16 полных валовых анализов и 14 механических анализов с предварительным насыщением почв Na, 8 трехкислотных вытяжек по методу Harrison в модификации А. А. Роде. В тех же 8 образцах, для которых сделаны трехкислотные вытяжки для крупных фракций, определен минералогический состав. Состав коллоидов исследован рентгеноспектроскопически. Имеются также валовые анализы коллоидов.

Для лесных почв (разр. № 7 и № 27) проделаны послойные определения объемных весов, гигроскопической воды, CO_2, карбонатов, гумуса, обменные Ca и Mg, валовые анализы и механические анализы с предварительным насыщением почв Na.

Для степной растительности произведены анализы золы. В золе определены Ca, SiO_2 и R_2O_3.

Распределение карбонатов и гумуса по почвенному профилю произведено и в ряде других профилей, данные которых мы приводим ниже.

При производстве анализов применялась следующая методика.

Гумус определялся по Кнопу в модификации И. В. Тюрина при соотношении H_2SO_4: H_2O как 3 : 2. CO_2 по Кнопу с 0.5-n H_2SO_4. Обменные основания вытеснялись уксуснокислым аммонием. Бескарбонатные образцы обрабатывались уксуснокислым аммонием при pH 6.2, карбонатные — при pH 4.5, в последних определялась сумма поглощенных и карбонатных Ca и Mg.

Определение pH производилось электрометрическим методом при помощи стеклянного электрода системы П. А. Крюкова.

Механические анализы делались следующим образом. Образец почвы насыщался Na, для чего почва обрабатывалась 1-n раствором NaCl до полного вытеснения обменного Ca. В карбонатных образцах предварительно разрушались карбонаты раствором 0,005-n HCl. От NaCl образцы отмывались спиртом. Затем почва доводилась до воздушно-сухого состояния, и из нее брались образцы для механического анализа. Анализ производился пипеточным методом.

Трехкислотные вытяжки делались по методу Harrison в модификации Роде [48] с тем изменением, что для щелочей не применялось особой навески, а они определялись в кислотном фильтрате.

Общее содержание валового гумуса в верхнем слое 0—10 см степного целинного чернозема (описание разр. № 2 см. выше) достигает 10.80%. Это дало нам основание отнести эту почву, придерживаясь классификации академика Л. И. Прасолова, к тучным черноземам.

Распределение гумуса по почвенному профилю имеет типичный для черноземов характер. Количество его довольно равномерно убывает с глубиной, делая скачок в поверхностном горизонте, где содержание гумуса от 10.8% в слое 0—10 уменьшается до 7.7% в слое 10—20 см.

Нижняя граница гумусового горизонта, которая в данном разрезе почти совпадает с верхней границей вскипания от HCl, также достаточно резка. В бескарбонатном слое гумусового горизонта 90—100 см содержание гумуса составляет 2.26%, а в следующем десятисантиметровом слое (100—110 см), в верхней части карбонатного горизонта, количество гумуса падает вдвое (1.23%). В карбонатном горизонте на глубине от 100 до 250 см содержание гумуса невелико (от 0.94 до 0.16%), причем до глубины 200 см, т. е. в верхнем метре карбонатного горизонта, количество его почти не меняется (от 0.94 до 0.62%), и только в нижнем полуметре карбонатного горизонта на глубине от 200 до 250 см содержание его падает до 0.2% и ниже.

В подстилающей породе содержание гумуса довольно постоянно — всюду около 0.1%.

Актуальная кислотность тучного чернозема незначительна. pH водной суспензии поверхностного слоя, 0—10 см гумусового горизонта, 6.76. Кислотность несколько увеличивается до pH 6.41 на глубине 20—30 см и до 6.55 на глубине 30—40 см. В нижней части гумусового горизонта, от 50 до 90 см, реакция почти нейтральная (pH водный от 6.71 до 7.34). Абсолютные значения pH постепенно возрастают книзу по мере приближения к карбонатному горизонту.

pH водной суспензии в карбонатном горизонте очень постоянен — около 8. Колебания pH по слоям очень незначительны — от 7.87 до 8.12. В нижнем наносе колебания pH несколько больше — от 7.54 до 8.03. Это объясняется, по всей вероятности, тем, что этот нанос мало карбонатен, а пятнами совсем не содержит карбонатов.

Содержание обменных Ca и Mg в исследованном нами тучном черноземе, принимая во внимание большой процент гумуса (10,8%) и значи-

тольное содержание коллоидов (фракция < 0.0002 мм), является не очень высоким (табл. 19).

ТАБЛИЦА 19

Разрез № 2. Обменные основания в тучном черноземе в % и в м-экв. на 100 г. почвы, просушенной при +105° С

Глубина образца в см	Обменные основания в %		Обменные основания в м-экв		Сумма обменных Ca и Mg в м-экв.	Содержание фракции < 0.0002 в %	Степень накопления обменного Ca в %	Степень выноса или накопления обменного Mg в %
	Ca	Mg	Ca	Mg				
0— 10	0.678	0.068	33.90	5.59	39.49	14.50	+244	+41
10— 20	0.603	0.049	30.15	4.03	34.18	—	+206	+ 2
20— 30	0.532	0.042	29.10	3.45	32.55	16.25	+195	—13
30— 40	0.621	0.042	31.05	3.45	34.50	—	+215	—13
40— 50	0.536	0.041	29.50	3.37	32.67	—	+197	—15
50— 60	0.600	0.047	30.00	3.86	33.86	—	+204	— 2
60— 70	0.536	0.039	29.30	3.21	32.51	21.40	+197	—19
70— 80	0.596	0.040	29.80	3.29	32.09	—	+202	—17
80— 90	0.485	0.033	24.25	2.71	26.96	—	+146	—31
90—100	0.518	0.040	25.90	3.29	29.19	21.30	+163	—17
100—110	0.736	—	36.80	—	40.75	22.50	+273	
110—120	1.115	—	55.75	—	59.70	—	+465	
120—130	1.208	—	60.40	—	64.35	—	+512	
130—140	0.686	—	34.30	—	38.25	—	+248	
140—150	0.736	—	36.80	—	40.75	26.30	+273	
150—160	0.536	—	29.30	—	33.25	—	+197	
160—170	1.208	—	60.40	—	64.35	—	+512	
170—180	1.022	0.048	51.10	3.95	55.05	—	+418	
180—190	1.015	—	50.75	—	54.70	—	+415	
190—200	0,443	—	22.15	—	26.10	26.70	+125	
200—210	0.686	—	34.30	—	38.25	—	+248	
210—220	0.100	—	5.00	—	8.95	—	— 49	
220—230	0.872	—	43.60	—	47.55	—	+342	
230—240	0.558	—	27.90	—	31.85	—	+183	
240—250	0.600	—	30.00	—	33.95	14.55	+204	
250—260	0.360	0.045	18.00	3.70	21.70	12.60		
260—270	0.172	0.054	8.00	4.44	13.04	—		
270—280	0.194	0.048	9.70	3.95	13.65	10.85		
280—290	0.149	0.044	7.45	3.62	11.07	—		
290—300	0.220	0.048	11.00	3.95	14.95	—		
300—310	0.197	0.048	9.85	3.95	13.80	—		
310—320	0.219	0.046	10.95	3.78	14.73	15.15		
320—330	0.201	0.049	10.05	4.03	14.08	—		
330—340	0.184	0.048	9.20	3.95	13.15	—		
340—350	0.183	0.069	9.15	5.67	14.82	—		
350—360	0.253	0.051	12.65	4.19	16.84	15.00		

Содержание обменного Ca и Mg в породе принято равным для Ca=9.86 м-экв. для Mg=3.95. Эти цифры являются средними из десяти послойных определений лёссовидного суглинка с глубины 260—360 см. Расчеты степени накопления произведены по способу А. А. Роде.

Анализы выполнены Е. А. Афанасьевой.

В поверхностном слое гумусового горизонта (0—10 см), где гумуса содержится 10.8%, а количество коллоидной фракции (< 0.0002 мм) — 14.50%, сумма обменных Ca и Mg составляет 39.49 м.-экв. С глубиной сумма обменных Ca и Mg падает параллельно уменьшению содержания гумуса. Увеличение суммы обменных оснований (Ca и Mg) в верхней части гумусового горизонта всецело связано, очевидно, с повышенным содержанием насыщенного основаниями органического вещества. Это видно

из того, что механический состав гумусового горизонта более легок у поверхности и становится более тяжелым с глубиной.

Содержание коллоидных частиц (< 0.0002 мм) в слое 0—10 см—14.60%, в нижней части гумусового горизонта количество коллоидной фракции увеличивается и достигает на глубине 60—100 см 21.3%. Таким образом, сумма обменных Ca и Mg увеличивается к поверхности гумусового горизонта вопреки уменьшению содержания коллоидов; следовательно, это увеличение связано исключительно с повышением количества гумусовых веществ.

Увеличение содержания обменных оснований в гумусовом горизонте, по сравнению с подстилающей породой, идет главным образом и почти исключительно за счет обменного кальция, тогда как биологического накопления обменного магния в гумусовом горизонте, по нашим данным, почти не наблюдается. Сумма обменных Ca и Mg в подстилающей породе (на глубине от 250 до 360 см) дает незначительные колебания — от 11.07 до 16.34 м-экв. Цифры обменного Mg дают более однородную картину, нежели цифры обменного Ca. По всей вероятности, эти колебания связаны с неоднородностью механического состава материнской породы — лёссовидного суглинка, в данном разрезе с ясно слоистым сложением.

В карбонатных горизонтах нами также были определены обменные Ca и Mg. Определение производилось путем вытеснения раствором уксуснокислого аммония при pH раствора = 4.5. При этом мы, конечно, вытесняли не только обменные Ca и Mg, но растворяли и карбонаты Ca и Mg. Поэтому, определяя в почвенном растворе Ca и Mg, мы получили суммарную цифру этих оснований как обменных, так и карбонатных.

Чтобы отделить карбонатный кальций от обменного, а также карбонатный магний от обменного магния, мы сделали для всего карбонатного горизонта (глубина от 100 до 260 см) следующие допущения и пересчеты.

Количество обменного магния в карбонатном горизонте условно мы приняли одинаковым во всех слоях и равным среднему из десяти послойных определений обменного магния в материнской породе, которая является почти бескарбонатной. Такое допущение не является абсолютно правильным и дает нам картину, не совсем соответствующую действительности, так как механический состав карбонатного горизонта не однороден. Особенно в средней части он значительно более глинист, чем в подстилающей породе. Но все же, принимая во внимание большое постоянство содержания обменного магния как в этой породе, так и в гумусовом горизонте, мы сочли возможным сделать такое допущение. Среднее содержание обменного Mg из 10 послойных определений в пределах гумусового горизонта от 0 до 100 см = 3.62 м-экв.

Количество CO_2 эквивалентно разности: сумма карбонатного и обменного Mg минус Mg обменный — мы вычли из общего, непосредственно определенного количества CO_2. Оставшуюся после этого вычитания CO_2 мы считали всю связанной с Ca, поэтому эквивалентное этому остатку CO_2 количество Ca считали за кальций карбонатный. Карбонатный кальций вычли из суммы обменного и карбонатного кальция. Получившуюся разность мы приняли для карбонатных образцов как обменный кальций.

После всех этих пересчетов мы получили следующую картину распределения обменных Ca и Mg в карбонатном горизонте тучного чернозема (табл. 20).

Содержание обменного кальция в карбонатном горизонте очень велико. Оно значительно превышает таковое не только в породе, но даже и в гумусовом горизонте.

ТАБЛИЦА 20

Разрез № 2. Распределение карбонатов по профилю тучного чернозема, в % на 100 г почвы, просушенной при t 105° С[1] и их запасы г/дм³

Глубина взятия образцов в см	Гигроскопичная вода	По Кнопу CO_2	$CaCO_3$	$CaCO_3$ в конкрециях	Запас $CaCO_3$, в столбе почвы с сечением кв. дм (вся CO_2, связана с Ca) в г	Сумма $CaCO_3$ в г в каждом полуметре почвы	Запас $CaCO_3$ в конкрециях в г	Отношение запасов $CaCO_3$, в почве к $CaCO_3$, в конкрец.
0—10	3.68	—	—	—	—		—	—
10—20	3.31	—	—	—	—		—	—
20—30	3.53	—	—	—	—		—	—
30—40	3.86	—	—	—	—		—	—
40—50	3.85	—	—	—	—		—	—
50—60	3.84	—	—	—	—		—	—
60—70	3.69	—	—	—	—		—	—
70—80	3.34	—	—	—	—		—	—
80—90	3.24	—	—	—	—		—	—
90—100	3.38	—	—	—	—		—	—
100—110	2.72	8.26	18.78	—	191.56		—	—
110—120	3.11	8.46	19.24	—	196.25		—	—
120—130	2.71	7.03	15.99	—	182.29		—	—
130—140	3.26	6.51	14.80	—	171.68		—	—
140—150	3.11	6.22	14.14	—	149.88	891.66	—	—
150—160	3.33	5.63	12.80	—	147.20	—	—	—
160—170	3.78	5.09	11.57	0.33	123.80	—	8.53	35.1
170—180	4.04	5.15	11.71	0.68	135.84	—	8.00	17.0
180—190	3.21[1]	4.62	10.50	1.11	121.80	—	12.88	9.5
190—200	3.84	4.07	9.25	0.73	106.37	635.01	8.39	12.7
200—210	2.79[1]	3.00	8.19	0.59	98.28	—	7.08	13.9
210—220	2.55	2.92	6.64	0.99	78.35	—	12.15	6.4
220—230	1.79	2.07	4.71	—	57.93	—	12.16	4.8
230—240	1.71[1]	2.02	4.59	1.23	61.05	—	16.36	3.7
240—250	1.52[1]	1.36	3.09	1.24	41.10	336.71	16.49	2.5
250—260	1.55	0.18	0.41	—	5.99	—	—	—
260—270	1.54	0.24	0.55	—	7.70	—	—	—
270—280	1.77	0.12	0.27	—	3.89	—	—	—
280—290	1.78	0.08	0.18	—	2.57	—	—	—
290—300	1.15	0.06	0.13	—	1.70	—	—	—
300—310	2.25	0.02	0.04	—	0.52	—	—	—
310—320	1.85	0.01	0.02	—	0.27	—	—	—
320—330	2.00	0.01	0.02	—	0.28	—	—	—
330—340	1.91	0.01	0.01	—	0.14	—	—	—
340—350	1.79	0.14	0.32	—	4.35	—	—	—
350—360	2.06	нет	—	—	—	21.85	—	—
Всего:					1 885.23	—	97.04	

Причины повышенного содержания обменного кальция в карбонатном горизонте могут быть следующие. Во-первых, более глинистый механический состав его и, во-вторых, щелочная реакция[2]. Наличие щелочной

[1] Среднее из смежных слоев.
Анализы выполнены Е. А. Афанасьевой.

[2] См. например, Б. П. Никольский, Обмен катионов в почвах. Почвоведение, 2, 1934. Он же, К вопросу о буферном действии различных почв. Бюл. отд. зем. ГИОА, 1928.

реакции и более глинистого механического состава могли повысить общую емкость поглощения карбонатного горизонта, что особенно должно было сказаться на обменном кальции.

Повышенное содержание обменного кальция в карбонатном горизонте наблюдалось и другими исследователями. На это указывает А. А. Завалишин в работе «Почвы Кузнецкой лесостепи».

В работе Л. И. Прасолова и А. А. Роде «О почвах среднеуральской лесостепи» в карбонатном горизонте светлосерой почвы на элювии карбонатных пород отмечается огромное количество обменного кальция, 266.20 м-экв. Авторы высказывают предположение, что при обработке почвы реактивом ($CH_3COONH_4+CH_3COOH$) часть вторичных минералов кальция, не стойких по отношению к этому реактиву, переходит в раствор, и тогда часть кальция из вторичных минералов определяется как обменный кальций.

Возможно, что это явление имеет место и в нашем случае.

Обменного водорода мы не определяли, но при таком pH, какой мы имеем в разрезе № 2, трудно ожидать заметного содержания обменного водорода, разве только на глубине 20—40 см, где pH водной суспензии достигает 6.4—6.5. Повидимому, обменного Na в черноземах Стрелецкой степи нет. Поэтому сумму обменных Ca и Mg можно принимать, как общую емкость поглощения данных почв.

По нашим данным, наибольшее количество $CaCO_3$ находится в виде мицелия и в рассеянном состоянии и только около 5% от общего запаса $CaCO_3$ во всем карбонатном горизонте связано в конкрециях.

Верхняя граница карбонатного горизонта лежит на глубине 100 см от поверхности и совпадает с нижней границей аккумулятивно-гумусового горизонта.

Максимум $CaCO_3$ находится в верхней части карбонатного горизонта (на глубине от 110 до 120 см $CaCO_3$ 17.78%). С глубиной содержание углекислого кальция довольно равномерно убывает. Нижняя граница карбонатного горизонта ясная. Она лежит на глубине 250 см от поверхности. В этом слое (240—250 см) содержание углекислого кальция равно 3.09%, а в нижележащих 10 см (250—260 см от поверхности) содержание $CaCO_3$ падает до 0.41%. Такое количество карбоната кальция держится до глубины 300 см, в нижних слоях породы его еще меньше (от 0.01 до 0.1%). Местами лёссовидный суглинок совсем бескарбонатен. В верхней части карбонатного горизонта до глубины 160 см углекислый кальций встречается только в виде лжемицелия и в рассеянном состоянии. Конкреции здесь отсутствуют. Они появляются только в средней части карбонатного горизонта с глубины 160 см. Книзу их количество возрастает, тогда как общее количество карбонатов в почве падает. В средней части карбонатного горизонта на глубине 160—170 см отношение общего запаса углекислого кальция к $CaCO_3$, связанному в конкрециях, равно 35, тогда как в нижних слоях карбонатного горизонта оно равно 2.5—3.7. Это отношение, начиная с глубины 160 см, т. е. с верхней границы появления конкреций, книзу довольно равномерно суживается. Приводим данные распределения карбонатов по почвенному профилю и их запас в нем (табл. 20).

Для того чтобы выяснить закономерность распределения карбонатных конкреций в почвенном профиле, нами были взяты конкреции послойно из каждых 10 см почвы так же, как брались и почвенные образцы, причем из каждого 10-сантиметрового слоя почвы (например с глубины 160—170 см) мы брали на бумагу определенное количество почвы (около 10 кг), выбирали из нее все конкреции, затем взвешивали как конкреции, так

ТАБЛИЦА 21

Содержание CO_2 в карбонатных конкрециях разреза № 2 и содержание конкреций в почве на воздушно-сухую навеску

Глубина в см	В конкрециях		Вес конкреций в 100 г почвы	CO_2 конкреций в 100 г почвы	$CaCO_3$ конкреций на 100 г почвы
	CO_2 в %	$CaCO_3$ в %			
160—170	35.75	81.29	0.38	0.137	0.32
160—170	38.59	87.55	—	0.147	0.34
170—180	38.30	87.09	0.83	0.318	0.73
170—180	34.15	77.66	0.83	0.284	0.64
180—190	37.35	84.96	1.32	0.493	1.11
190—200	38.05	86.53	0.84	0.318	0.73
200—210	38.55	86.98	0.67	0.257	0.59
210—220	22.40	73.68	0.12	0.039	0.09
220—230	37.90	86.18	2.20	0.832	1.89
230—240	35.30	80.27	1.52	0.537	1.23
240—250	33.20	75.50	1.62	0.536	1.23
240—250	34.50	77,99	1.62	0.554	1.25

Анализы выполнены Е. А. Афанасьевой.

ТАБЛИЦА 22

Разрез № 2. Валовые анализы карбонатных конкреций в % от веса вещества, высушенного при t 105 °С

Глубина взятия конкреций в см	Гигроскопич. H_2O	Потеря при прокаливании	SiO_2	Сумма R_2O_3	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO
160—170	0.381	38.94	7.13	2.03	0.74	1.28	49.43	0.66
240—250	0.408	35.48	14.99	2.43	0.90	1.58	48.52	0.96

ТАБЛИЦА 23

Разрез № 2. Валовые анализы карбонатных конкреций

Глубина в см	На минеральную массу, лишенную CO_2						На минеральную массу, лишенную $CaCO_3$ и $MgCO_3$			
	SiO_2	Сумма R_2O_3	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	SiO_2	Сумма R_2O_3	Fe_2O_3	Al_2O_3
160—170	11.67	3.32	1.23	2.10	80.95	1.08	64.7	18.39	6.76	11.63
240—250	23.23	3.85	1.40	2.45	67.46	1.49	74.8	12.41	4.50	7.91

и то количество почвы, из которого были выбраны конкреции. Этот способ учета количества карбонатных конкреций является не вполне точным, так как конкреций в почве не особенно много, а потому возможно, что 10 кг почвы, из которых выбирались конкреции, было недостаточно для того, чтобы точно отобразить среднее содержание их в каждом слое.

В дальнейшем в конкрециях было определено содержание CO_2, по которому и было вычислено содержание $CaCO_3$ в них. Все количество CO_2 мы связывали с Ca, что, конечно, не совсем правильно, так как в состав карбонатов конкреций входит бесспорно и Mg. Но количество его по отношению к содержанию Ca ничтожно, как показали нам данные валовых анализов конкреций (см. ниже табл. 22 и 23).

Приводим данные содержания CO_2 в конкрециях и количество конкреций в почве (табл. 21).

Из данных таблицы видно, что содержание $CaCO_3$ в конкрециях колеблется от 87 до 73 % и не зависит от глубины их залегания и общего содержания $CaCO_3$ в почве.

Нами были сделаны валовые анализы карбонатных конкреций, взятых с глубины 160—170 см и 240—250 (см. табл. 22, 23, 24).

ТАБЛИЦА 24

Разрез № 2. Молекулярное отношение $SiO_2 : R_2O_3$ и $Al_2O_3 : Fe_2O_3$ по данным валовых анализов в почве и в конкрециях

Глубина в см	Образцы и конкреции	$SiO_2 : R_2O_3$	$Al_2O_3 : Fe_2O_3$
0—10	Почва	10.06	3.9
140—150	Почва	9.28	3.7
160—170	Конкреции	7.03	2.8
190—200	Почва	7.95	4,2
240—250	Почва	11.79	5.0
240—250	Конкреции	12.08	2.2
350—360	Почва	12.66	4.7

В состав конкреций, кроме карбонатов Ca и Mg, входят и почвенные частицы того горизонта почвы, в котором образовались конкреции, механически увеличенные и сцементированные карбонатами. Если бы карбонатные конкреции исследованных черноземов состояли исключительно из углекислого кальция и магния и увлеченных ими почвенных частиц того горизонта почвы, в котором они образовались, то цифры валового состава карбонатных конкреций, пересчитанные на минеральную массу, лишенную $CaCO_3$ и $MgCO_3$, не должны бы были сильно отличаться от валового состава тех почвенных слоев, в которых они образовались. Данные наших анализов показывают, что это совсем не так.

По данным валовых анализов конкреций, можно наблюдать в них увеличение содержания полуторных окислов за счет увеличения количества железа. Алюминий в конкрециях, повидимому, не накопляется, так как отношение $Al_2O_3 : Fe_2O_3$ суживается по сравнению с таковым в почве. Обогащение карбонатных конкреций железом, повидимому, указывает на то, что они образовались при избыточном увлажнении, когда были условия для восстановительных процессов и железо могло передвигаться в закисной форме.

Состав углекислых солей в карбонатных конкрециях, как показали данные валовых анализов, непостоянен. Если выразить весь валовой Ca и Mg в виде углекислых солей, то в конкрециях, взятых с глубины 160—170 см, на $MgCO_3$ приходится только $\frac{1}{75}$ часть всего содержания карбонатов, а все остальное количество приходится на $CaCO_3$. На глубине

ТАБЛИЦА 25

Разрез № 2. Валовой химический состав тучного чернозема в % от веса почвы, высушенной при температуре 105° С

Глубина взятия образца в см	Гигроскопическая H_2O	Потеря при прокаливании	SiO_2	TiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	P_2O_5	Сумма R_2O_3	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	SO_3
0— 10	4.55	13.700	67.316	0.315	3.662	8.892	0.305	13.174	0.085	1.579	0.954	0.694	1.949	0.420
20— 30	3.88	9.304	69.646	0.656	3.712	10.599	0.222	15.099	0.081	1.515	1.065	0.901	1.801	0.304
40— 50	3.97	7.638	71.606	0.483	3.804	10.473	0.235	14.997	0.076	1.413	0.877	0.977	2.018	0.335
60— 70	3.55	6.101	73.360	0.720	3.921	9.920	0.286	14.847	0.081	1.315	1.053	0.949	1.825	0.594
90—100	3.21	4.961	74.395	0.343	3.946	10.360	0.234	14.883	0.081	1.289	0.994	0.970	1.793	0.669
100—110	2.73	11.325	60.597	0.293	3.391	8.402	0.072	12.163	0.071	11.162	1.445	0.919	—	0.163
140—150	3.08	9.474	63.317	0.573	3.763	9.517	0.075	13.928	0.066	8.480	1.629	1.098	1.997	0.185
190—200	3.68	7.949	64.876	0.604	4.308	11.536	0.095	16.543	0.073	6.252	1.474	1.205	2.454	0.239
200—210	3.19	6.597	70.621	0.618	3.587	9.346	0.059	13.610	0.079	5.656	1.056	1.212	2.209	0.127
210—220	2.36	5.041	75.729	0.397	2.865	8.237	0.076	11.576	0.075	4.479	0.625	1.143	2.372	0.216
220—230	1.90	3.810	78.14	0.559	2.920	8.750	0.040	—	0.059	3.380	0.860	0.510	1.850	0.090
230—240	2.15	3.942	78.235	0.608	2.418	8.227	0.068	11.321	0.075	3.304	0.642	1.030	2.482	0.099
240—250	1.92	3.076	80.530	0.319	2.434	8.239	0.076	11.068	0.063	2.515	0.531	1.012	2.361	0.230
250—260	1.74	1.709	82.321	0.363	2.648	8.185	0.061	11.257	0.040	1.098	0.575	1.166	—	0.057
270—280	2.09	1.975	82.427	0.667	2.672	8.645	0.070	12.054	0.069	1.000	0.743	1.168	2.806	0.163
310—320	2.12	1.697	81.276	0.672	2.688	9.126	0.095	12.581	0.067	0.888	0.908	1.247	—	0.194
350—360	2.30	1.650	81.345	0.529	3.078	9.780	0.110	12.497	0.040	0.899	0.679	1.643	—	0.232

Анализы произведены Ф. Т. Алехиным.

ТАБЛИЦА 26

Разрез № 2. Валовые анализы, пересчитанные на прокаленную почву, лишенную карбонатных и обменных CaO и MgO

Глубина взятия образца в см	SiO_2	Сумма полуторн. окислов	TiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	P_2O_5	MnO	Силикаты (не обмен.)		Na_2O	K_2O	SO_3
								CaO	MgO			
0— 10	78.97	15.45	0.369	4.296	10.67	0.369	0.009	0.740	0.996	0.814	2.286	0.492
20— 30	77.55	16.81	0.730	4.133	11.78	0.247	0.090	0.780	1.118	1.003	2.005	0.338
40— 50	78.28	16.39	0.528	4.169	11.67	0.266	0.083	0.658	0.884	1.068	2.206	0.366
60— 70	78.87	15.96	0.774	4.226	10.81	0.307	0.088	0.532	1.062	1.020	1.962	0.639
90—100	79.32	15.79	0.354	4.197	11.59	0.248	0.086	0.609	0.983	1.029	1.902	0.710
100—110	78.39	15.72	0.378	4.396	11.18	0.093	0.092	0.659	0.943	1.188	—	0.210
140—190	77.38	17.02	0.700	4.609	11.71	0.092	0.081	0.408	1.192	1.341	2.440	0.221
190—200	76.96	19.17	0.700	5.002	13.42	0.110	0.084	1.038	1.259	1.396	2.843	0.276
200—210	80.26	15.47	0.702	4.106	11.31	0.067	0.090	0.596	0.782	1.377	2.510	0.144
210—220	84.43	12.91	0.443	3.204	9.82	0.085	0.084	0.790	0.547	1.274	2.644	0.241
230—240	84.39	12.21	0.636	2.618	9.02	0.073	0.081	0.230	0.415	1.132	2.677	0.107
240—250	85.35	11.73	0.338	2.589	8.73	0.080	0.067	0.248	0.264	1.072	2.502	0.244
250—260	84.45	11.54	0.372	2.726	8.46	0.062	0.041	0.371	0.512	1.196	—	0.058
270—280	84.52	12.36	0.684	2.740	8.95	0.072	0.071	0.611	0.697	1.197	2.877	0.167
310—320	83.00	12.85	0.686	2.710	9.42	0.097	0.068	0.583	0.859	1.273	—	0.198
350—360	83.08	12.76	0.540	3.148	8.99	0.112	0.041	0.557	0.618	1.578	—	0.236

Анализы произведены Ф. Т. Алехиным.

же 240—250 см возрастает количество $MgCO_3$. Здесь $\frac{1}{45}$ часть падает на $MgCO_3$, остальное на углекислый кальций. Конечно, этот расчет не совсем точен, так как в конкрециях без сомнения имеются и другие формы соединений Ca и Mg, но количество Ca и Mg в этих соединениях ничтожно по сравнению с их карбонатами. Поэтому наш пересчет все-таки дает правильную картину отношения углесолей кальция к углесолям магния в карбонатных конкрециях.

Интересно проследить в дальнейших исследованиях, всегда ли с глубиной возрастает в конкрециях роль углекислого магния или это явление случайное.

V. ПРОЦЕСС ЧЕРНОЗЕМООБРАЗОВАНИЯ

Переходим к рассмотрению общих изменений химического и минералогического состава при черноземообразовании. Сопоставив данные валовых анализов и трехкислотных вытяжек (табл. 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33), можно сделать следующие выводы.

Верхняя и нижняя толщи лёссовидного суглинка ясно разнятся по содержанию в них кварца. Верхний нанос беднее кварцем (51.41%), чем нижний (59.37—56.64%). Об этом говорят и данные минералогического анализа.

Это заставляет думать, что наблюдаемое разделение лёссовидной породы на два слоя обязано не только почвообразовательным процессам, а обусловлено главным образом различными условиями отложения этих наносов. Если бы эти два слоя первоначально имели одинаковый химический и минералогический состав, тогда в верхнем суглинке, который в данное время представляет собой черноземную почву,— элювиальный, гумусовый горизонт—содержание кварца с течением времени должно было бы относительно возрасти, но не уменьшиться.

Признав, что в этих двух слоях наносов их первоначальный минералогический и химический состав был различен, мы не можем нижний, более легкий, лёссовидный суглинок считать материнской породой всего профиля черноземных почв, развивающихся, главным образом, на тяжелосуглинистом верхнем наносе. Нижний нанос является в одних (правда сравнительно редких) случаях только породой, подстилающей почву, в других — на нем развита нижняя часть почвенных профилей.

В табл. 27 приведено общее количество и состав «главного остатка» в процентах от веса прокаленной почвы, а также процентное содержание в почве глинных минералов и «остальных минералов». В рубрику «остальных минералов» входят почти исключительно полевые шпаты.

В исследуемых почвах и породах, как мы уже писали выше, полевые шпаты являются почти исключительно калиевыми и натриевыми, так как кальциевый полевой шпат — анортит — как менее стойкий, почти весь уже выветрился.

В этой же таблице приведены аналогичные данные для подзолистых почв.

Из приведенных данных видно, что подзолообразовательный процесс приводит не только к относительному накоплению кварца в элювиальных горизонтах, но и к относительному накоплению полевых шпатов, так как в элювиальных горизонтах по сравнению с материнской породой, отношение полевых шпатов к глинным минералам становится во всех приведенных разрезах подзолистых почв более широким.

Это имеет место потому, что при подзолообразовательном процессе

ТАБЛИЦА 27

Общее количество «главного остатка» и глинных минералов в % от веса прокаленной почвы

№ разреза	Образец, место взятия и автор	Глубина взятия в см	Содержание «главного остатка»	Содержание кварца	Содержание «остальных минералов»	Содержание глинных минералов	Отношение полевых шпатов к «глинным» минералам	Отношение кварца к полевым шпатам
2	Мощный глинистый чернозем. Курск. Е. Афанасьева	0— 10	67.09	50.10	16.99	32.91	0.51	2.96
		90—100	67.96	51.71	16.25	32.04	0.51	3.18
		100—110	70.93	48.52	22.41	29.07	0.77	2.17
		190—200	62.88	34.89	27.99	37.12	0.75	1.25
		200—210	75.32	51.20	24.12	24.68	0.98	2.12
		240—250	82.35	59.17	23.18	17.65	1.31	2.55
		250—260	82.64	59.31	23.18	17.36	1.33	2.55
		350—360	78.93	56.64	22.29	21.07	1.06	2.59
3	Сильно подзолистая почва на ленточной глине. Лисино. Роде	5— 10	69.26	43.55	25.71	30.74	0.84	—
		80— 90	51.46	26.71	24.75	48.54	0.51	—
95	Подзол на валунном суглинке. Лисино. Роде	5— 10	88—06	61.21	26.85	11.94	2.25	—
		95—100	77—50	50.54	26.96	22.50	1.20	—
34	Оподзоленная торфяно-глеевая почва на ленточной глине. Лисино. Роде	40— 45	64.16	38.14	26.02	35.84	0.73	—
		115—120	56.29	27.68	28.61	43.71	0.65	—
19	Подзол на озовом песке. Лисино. Роде	20— 25	97.45	77.53	19.92	2.55	7.81	—
		95—100	96.72	67.94	18.78	3.28	5.72	—
148	Сильно подзолистая и безвалунная глина. Валдай. Грабовская	4— 9	72.72	53.35	19.37	27.28	0.71	—
		130—135	57.82	38.14	19.68	42.18	0.46	—
245	Сильно подзолистая на валунном суглинке. Валдай. Грабовская	12— 17	90.17	71.20	18.97	9.83	1.92	—
		124—130	70.00	55.70	14.30	30.00	0.47	—

происходит распад вторичных глинных минералов[1], и скорость распада последних и выноса его продуктов больше, чем скорость образования этих минералов.

В профиле черноземной почвы наблюдается совершенно другая картина. Здесь отношение содержания полевых шпатов («остальные минералы») к содержанию глинных минералов во всем почвенном профиле значительно уже, чем в лёссовидном суглинке, причем по почвенному профилю это соотношение дает совершенно закономерный ход. Наиболее узкое отношение полевых шпатов к глинным минералам наблюдается в гумусовом горизонте, причем оно одинаково в верхней и нижней частях этого горизонта. Далее, по мере углубления в карбонатный горизонт оно расширяется. При переходе в лёссовидный суглинок это отношение увеличивается еще больше.

Эти данные позволяют предположить, что полевые шпаты и другие силикаты в условиях черноземообразовательного процесса разлагаются достаточно интенсивно. Их разложение наиболее энергично идет в гуму-

[1] А. А. Роде. Образование подзолистых почв. Почвы СССР, 1939.

ТАБ

Разрез № 2. Валовой состав бескварцевой массы в % от веса

Глубина взятия образца, см	Содержание кварца	Содержание бескварцевой части	Содержание фракции < 0.002	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
0— 10	50.10	49.90	15.76	57.85	0.74	21.38	8,62
90—100	51.71	48.29	26.04	57.15	0.75	23.80	8,67
100—110	48.52	51.48	26.76	58.04	0.74	21.72	8.53
190—200	34.89	65.11	33.55	61.84	1.07	20.54	7.77
200—210	51.20	48.80	31.46	59.54	1.43	23.17	8.36
240—250	59.17	40.83	15.00	64.11	0.83	21.38	6.32
250—260	59.31	40.69	12.84	61.79	0.91	20.79	6.69
350—360	56.64	43.36	18.30	60.97	1.48	20.73	7.24

совом горизонте в то время, как в карбонатном горизонте оно выражено несколько слабее.

В черноземах почвообразовательный процесс приводит к уменьшению содержания полевых шпатов и к увеличению содержания глинных минералов. При этих минералогических перегруппировках образуется некоторое количество свободного кремнезема.

В калиевых и натриевых шпатах отношение кремнезема к алюминию равно 6. Отношение кремнезема к алюминию в глинных минералах черноземных почв также довольно высоко, до 4—4.5, но тем не менее оно меньше, чем у полевых шпатов.

Дальнейшая судьба освободившегося кремнезема не вполне ясна, но, учитывая особенности водного режима черноземов, трудно предположить, чтобы этот кремнезем выносился из почвенной толщи. Наиболее вероятно выпадение его вначале в форме аморфного с последующим переходом во вторичный кварц.

Таким образом, черноземообразовательный процесс должен приводить к обогащению алюмосиликатной части почв вторичным кварцем.

Обогащение черноземных почв вторичным кварцем идет значительно слабее, нежели обогащение их силикатной части вторичными глинными минералами. Это происходит потому, что большая часть молекулы, скажем хотя бы какого-нибудь щелочного полевого шпата, отходит при вышеописанных минералогических перегруппировках к глинным минералам, причем от каждой молекулы полевого шпата отщепляется только две или четыре частицы кремнезема, которые с течением времени переходят во вторичный кварц.

Не только кремнезем, но и другие продукты распада первичных алюмосиликатов в черноземных почвах не уносятся из сферы своего образования, а превращаются на месте во вторичные глинные минералы, претерпевая, быть может, лишь небольшое передвижение в почвенной толще. Надо полагать, что в условиях образования черноземных почв, вторичные почвенные минералы являются устойчивыми. Иначе они здесь не накапливались бы.

ЛИЦА 28

прокаленной почвы, лишенной CaO и MgO обменных и карбонатных

P_2O_5	Сумма полут. окислов	Силикатные CaO	Силикатные MgO	Na_2O	K_2O	Молекулярные отношения $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	Молекулярные отношения $\frac{SiO_2}{Al_2O_3+Fe_2O_3}$	Молекулярные отношения $\frac{RO+R_2O_3}{Al_2O_3+Fe_2O_3}$
0.74	0.18	1.48	1.90	1.62	4.59	4.60	3.65	0.57
0.52	0.19	1.24	2.03	2.13	3.93	4.08	3.31	0.52
0.17	0.17	1.26	1.83	2.31	5.34	4.54	3.63	0.61
0.15	0.12	1.58	1.92	2.13	4.36	5.10	4.11	0.63
0.14	0.18	1.21	1.60	2.83	5.14	4.36	3.55	0.58
0.20	0.17	0.59	0.64	2.62	6.12	5.09	4.28	0.54
0.15	0.10	0.91	1.25	2.95	6.02	5.05	4.19	0.65
0.25	0.09	1.29	1.41	3.87	3.83	4.99	4.08	0.65

Передвижение глинных минералов, по нашим данным, в гумусовом горизонте исследуемого тучного чернозема не наблюдается. О миграции коллоидов в карбонатном горизонте по изучаемым курским черноземам судить трудно. Этот вопрос подлежит дальнейшему исследованию на других породах.

Приведенные данные позволяют думать, что главные изменения, которые испытывает силикатная часть при черноземообразовательном процессе, это явления превращения на месте первичных алюмосиликатов, преимущественно полевых шпатов, во вторичные, глинные минералы, с одновременным образованием вторичного кварца, если черноземы развиваются на кислых породах.

Из сказанного выше о судьбе кремнезема следует, что наличие небольших количеств аморфного кремнезема в профиле черноземных почв отнюдь не служит доказательством того, что почва солонцевата или прошла солонцовую стадию в прошлом. Наличие аморфного кремнезема в почве только в сочетании с другими признаками, характеризующими солонцы и солонцеватые почвы, может указывать на современную или бывшую солонцеватость черноземных почв.

Доказательством отсутствия современной или бывшей солонцеватости для черноземов Центрального черноземного заповедника мы считаем следующие признаки.

Во-первых, полное отсутствие морфологических признаков солонцеватости в профилях исследуемых почв. Во-вторых, отсутствие солонцеватых почв в данном районе в любых условиях залегания. На это указывают все исследователи, так же как и наши данные. В-третьих, изменение содержания обменных катионов с глубиной в профиле этих почв также не дает оснований предположить в них современную или былую солонцеватость.

О том же говорит и полное отсутствие элювиального процесса в гумусовом горизонте черноземных почв. Мощность гумусовых горизонтов в исследуемых черноземных почвах в среднем около метра.

Наконец, ни в одном разрезе до глубины 4 м гипс в заметных количествах не встречается. Аналитические определения последнего в поч-

ТАБ

Состав растворимой в трехкислотной вы

№ образца	Название образца, место взятия и автор	Глубина взятия образца в см	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
2	Мощный чернозем. Курск, Стрелецкая степь. Е. А. Афанасьева	0— 10	304.69	73.99	24.69
		90—100	298.70	85.06	22.93
		100—110	269.90	75.56	25.00
		190—200	331.45	—	—
		200—210	212.79	80.46	23.25
		240—250	174.33	51.35	12.47
		250—260	162.34	55.17	13.22
		350—360	193.81	56.15	16.04
3	Сильно подзол. на ленточной глине. Лисино. Роде	5— 10	278.18	81.50	23.10
		40— 45	408.28	132.05	42.95
		80— 90	383.28	133.15	43.10
95	Подзол на валун. суглинке. Лисино. Роде	5— 10	107.78	30.45	9.69
		40— 45	238.41	69.05	25.35
		95—100	162.56	64.35	22.30
245	Сильно подзол. на валунном суглинке. Валдай. Грабовская	12— 17	62.92	45.74	4.07
		37— 42	213.07	95.32	23.12
		125—130	215.56	95.01	24.40
19	Подзол на озовом песке. Роде	20— 25	19.54	5.45	1.07
		60— 65	73.70	22.10	0.64
		95—100	20.04	12.35	5.13

ТАБЛИЦА 30

Разрез № 2. Состав первоначальной почвы в миллимолях на 100 г прокаленной почвы за вычетом карбонатных и поглощенных CaO и MgO

Глубина взятия образца в см	SiO_2 валовая	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
0— 10	1 316.16	104.60	26.94	13.19	24.53	24.3	13.06
90—100	1 320.89	112.74	26.25	10.70	24.31	20.21	16.61
100—110	1 305.41	109.60	27.50	11.59	23.32	22.23	19.19
190—200	1 281.19	131.56	31.70	19.65	31.02	30.15	22.58
200—210	1 336.55	110.88	25.55	10.52	19.35	26.64	22.25
240—250	1 421.31	85.59	16.16	4.28	6.45	26.54	17.25
250—260	1 406.32	82.94	17.04	6.59	12.65	25.99	19.35
350—360	1 383.51	88.14	19.67	10.00	15.14	17.66	27.10

вах и подстилающих породах показали ничтожное содержание сульфатов, как это можно видеть из данных табл. 34.

Все эти данные ясно говорят об отсутствии солонцеватости в исследуемых черноземных почвах и, следовательно, наблюдаемые изменения в их силикатной части можно всецело считать характерными чертами черноземообразования.

Надо отметить, что сопоставление результатов трехкислотных вытяжек

ЛИЦА 29

тяжке части (по Гаррисону) в миллимолях

CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Молекулярные отношения $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	Молекулярные отношения $\frac{SiO_2}{Al_2O_3+Fe_2O_3}$	Молекулярные отношения $\frac{RO+R_2O}{Al_2O_3+Fe_2O_3}$	Сумма R_2O_3	Сумма щелочей и щелочн. земель
1.43	24.32	3.87	7.43	4.12	3.09	0.37	98.68	37.05
—	20.59	9.19	5.73	3.51	2.76	0.33	107.99	35.91
—	26.80	4.19	10.40	3.57	2.68	0.41	100.56	41.39
—	—	2.90	4.99	—	—	—	—	7.89
—	18.61	2.42	4.78	2.64	2.05	0.25	103.71	25.81
—	3.72	2.26	2.76	3.39	2.73	0.14	63.82	8.74
—	11.66	0.65	2.81	2.94	2.37	0.31	68.39	21.12
—	11.41	2.58	1.49	3.45	2.68	0.21	72.19	15.48
3.93	22.26	2.59	9.24	3.41	2.65	0.36	104.60	38.02
3.57	40.52	4.69	19.10	3.09	2.33	0.39	175.00	67.88
6.61	47.92	3.22	18.13	2.88	2.17	0.43	176.25	75.88
1.24	5.19	3.10	8.88	3.53	2.68	0.45	40.14	18.41
1.96	20.50	3.74	10.89	3.43	2.52	0.39	94.40	37.09
2.87	17.55	2.91	12.07	2.52	1.88	0.41	86.65	35.40
2.32	3.96	0.21	3.16	1.33	1.26	0.19	49.81	9.65
3.75	19.30	1.33	13.20	2.23	1.80	0.32	118.44	37.53
4.29	15.13	1.47	15.52	2.27	0.69	0.12	310.57	36.41
0.54	0.00	0.81	0.65	3.53	3.00	3.07	6.52	20.00
2.85	0.00	0.49	0.05	3.33	3.24	0.15	22.74	3.39
4.10	0.50	0.63	0.00	1.62	1.15	0.30	17.48	5.23

ТАБЛИЦА 31

Разрез № 2. Состав «главного остатка» в миллимолях на 100 г прокаленной почвы, лишенной карбонатных и поглощенных CaO и MgO

Глубина взятия образца в см	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3, выраж. в Fe	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
0— 10	1 010.32	30.59	5.01	11.78	0.24	16.88	9.19
90—100	1 029.14	27.65	7.33	13.19	3.75	14.44	7.41
100—110	1 035.47	33.92	5.57	13.90	1.49	18.83	15.00
190—200	900.08	—	—	—	—	25.16	19.67
200—210	1 123.73	30.39	5.15	12.12	0.75	21.86	19.83
240—250	1 246.96	34.21	8.21	12.48	2.72	23.78	15.00
250—260	1 243.96	27.74	8.49	12.12	1.00	17.25	18.70
350—360	1 189.67	31.96	8.07	13.01	3.75	13.80	24.51

с данными валовых анализов для черноземных почв менее плодотворно, чем для подзолистых.

В подзолистых почвах кварц является почти исключительно остаточным, ибо освобождающийся при распаде первичных силикатов кремнезем почти полностью выносится из сферы почвообразования. Поэтому в «главном остатке» от трехкислотных вытяжек остается первичный кварц, полевые шпаты и незначительные количества цветных минералов. В рас-

ТАБЛИЦА 32

Разрез № 2. Валовой состав растворимой в трехкислотной вытяжке части на прокаленную массу, лишенную карбоната и обменного CaO и MgO

Глубина взятия образца в см	SiO_2	TiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	P_2O_5	Сумма R_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O
0— 10	18.30	—	3.94	7.55	—	11.97	0.08	0.98	0.24	0.70
90—100	17.94	—	3.66	8.68	—	12.44	—	0.83	0.57	0.54
100—110	16.21	—	3.99	7.72	—	11.86	—	0.88	0.26	0.98
190—200	22.91	—	—	—	—	—	—	—	0.18	0.47
200—210	12.78	—	3.71	8.21	—	12.00	—	0.75	0.15	0.45
240—250	10.47	—	1.99	5.24	—	7.65	—	0.15	0.14	0.26
250—260	9.75	—	2.11	5.63	—	8.10	—	0.47	0.04	0.83
350—360	11.64	—	2.56	5.73	—	8.92	—	0.46	0.16	0.14

Анализы выполнены Ф. Т. Алехиным.

ТАБЛИЦА 33

Разрез № 2. Валовой состав «главного остатка», пересчитанный на прокаленную минеральную массу, лишенную карбоната и обменного CaO и MgO

Глубина взятия образца в см	Главный остаток	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	Сумма R_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O
0— 10	67.09	60.67	0.36	3.12	3.48	0.66	0.01	0.57	1.59
90—100	67.96	61.38	0.53	2.82	3.85	0.74	0.15	0.46	1.36
100—110	70.93	62.18	0.40	3.46	3.86	0.78	0.06	0.93	1.77
190—200	62.88	54.05	—	—	—	—	—	1.22	2.37
200—210	75.32	67.48	0.37	3.10	3.47	—	0.03	1.23	2.06
240—250	82.35	74.88	0.59	3.49	4.08	0.70	0.11	0.93	2.24
250—260	82.64	74.70	0.61	2.83	3.44	0.68	0.04	1.16	1.62
350—360	78.93	71.44	0.58	3.26	3.84	0.73	0.15	1.52	1.30

ТАБЛИЦА 34

Содержание сульфат-иона в черноземных почвах и породах

№ разрезов	Глубина взятия образцов в см	SO_4 в процентах
Разрез № 2	0— 10	0
	40— 50	0
	90—100	0.005
	190—200	0.021
	210—220	0.026
	240—250	0.022
	350—360	0
Разрез № 7	100—120	0
	200—240	0.009
	400—410	0.024

творимой части получаем почти полностью все вторичные глинные минералы. Такая картина получается, конечно, в том случае, если почвообразующими породами являются кислые породы и продукты их выветривания. В черноземных почвах, где кроме первичного кварца всегда присутствует, как мы указали выше, и вторичный кварц (который вместе с первичным кварцем переходит в «главный остаток»), в растворимую часть попадают лишь вторичные алюмоспликаты. Таким образом, здесь растворимая часть трехкислотных вытяжек не характеризует полностью состава всех вторичных минералов. Она дает представление о составе вторичных алюмосиликатов без вторичного кварца, участие которого в коллоидной части черноземных почв, надо полагать, довольно велико.

В мощном черноземе № 2 не наблюдается обычной зависимости между химическим и механическим составом. В большинстве случаев по мере укрупнения механического состава почв увеличивается и валовое содержание кремнекислоты. Здесь мы этого не наблюдаем, наоборот, при одном и том же содержании коллоидной фракции (14.50% частиц <0.0002), кремнезема в гумусовом горизонте 78.97%, а в нижней части карбонатного горизонта (на глубине 240—250 см)— 85.35%. Возможно, что здесь имеет место неточное определение механического состава в гумусовом горизонте. Присутствие большого количества органического вещества мешает распылению почвы на первоначальные частицы даже и при насыщении ее натрием. Поэтому возможно, что истинный механический состав гумусового горизонта более глинистый, чем он получается по данным механического анализа.

Но и в безгумусовых частях профиля обычной корреляции химического состава с механическим не наблюдается. Так, на глубине 270—280 см коллоидной фракции содержится 10.85%, а кремнекислоты — 84.52%, в слое же 240—250 см фракции <0.0002 мм содержится 14.55%, а SiO_2— 85.35%. Судя по данным механического анализа, SiO_2 в слое 240—250 см должно быть меньше, чем в слое 270—280 см, а его и здесь больше. Отсутствие обычной корреляции между химическим и механическим составом исследуемых почв возможно и объясняется оглинением почвенных горизонтов без значительного передвижения продуктов распада первичных алюмосиликатов и новообразующихся минералов. При этих превращениях валовой химический состав горизонтов остается неизменным. Поскольку элювиальные процессы в «типичных» черноземах выражены слабо, то естественно, что содержание кремнезема в них обусловлено первоначальным содержанием SiO_2 в породе.

Различная степень оглинения отдельных почвенных горизонтов приводит к тому, что при одном и том же содержании SiO_2 содержание глинистых частиц может быть весьма различным. Эти выводы относятся к минеральной части почвы, лишенной карбонатов.

Из приведенных данных (табл. 35, 36, 37, 38) видно, что начиная с глубины 100 см (верхняя граница карбонатного горизонта) большая часть общего содержания валового кальция падает на углекислый кальций. Максимум $CaCO_3$ наблюдается у верхней границы карбонатного горизонта. С глубиной количество его постепенно падает до 250 см. Глубже 250 см идет почти бескарбонатная порода. Биологическое накопление обменного кальция, судя по содержанию его в гумусовых горизонтах, очень велико. Оно увеличивается, начиная с нижней части гумусового горизонта к поверхности. Интересно отметить, что в гумусовом горизонте и особенно в верхней части карбонатного горизонта, абсолютные количества обменного кальция больше, чем кальция силикатного (необменного). Для гумусового горизонта это бесспорно правильно, что касается карбонатного горизонта, то, как мы уже упоминали выше, вследствие несовершенства методики определения обменных Ca и Mg в карбонатных образцах, в нем к числу

ТАБЛИЦА 35

Разрез № 2. Валовой состав коллоидов в % от веса сухого вещества

Глубина взятия образца в см	Гигроскоп. вода	Потеря при прок.	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	TiO_2	P_2O_5	R_2O_3	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O обмен.	Na_2O силикат.	SO_3	Σ
0—10	9.81	29.68	39.04	6.13	18.74	0.47	0.347	25.69	0.04	0.159	1.92	1.23	0.93	0.68	нет	99.37
90—100	9.41	13.10	49.27	2.52	23.22	0.74	0.253	32.73	0.04	0.080	2.84	1.00	0.57	0.33	»	100.01
100—110	9.17	11.56	50.06	8.48	23.22	0.86	0.249	32.81	0.05	0.100	2.87	1.31	0.52	0.71	»	100.02
190—200	9.38	10.72	50.73	8.51	23.25	0.72	0.184	32.66	0.06	0.100	3.11	1.32	0.54	0.72	»	99.96
240—250	10.08	9.84	51.45	9.35	23.61	0.72	0.227	33.91	0.06	0.130	2.40	1.39	0.68	0.78	»	100.64

Анализы проведены К. В. Веригиной.

ТАБЛИЦА 36

Разрез № 2. Валовой состав коллоидов в % от веса минерального вещества коллоидов

Глубина взятия образца в см	SiO_2	TiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	P_2O_5	R_2O_3	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O силикатн.
0—10	55.52	0.68	8.72	26.64	0.493	36.53	0.05	0.226	2.74	1.74	0.97
90—100	56.69	0.85	9.80	26.72	0.231	37.66	0.05	0.09	3.27	1.15	0.44
100—110	56.90	0.97	9.59	26.25	0.281	37.09	0.06	0.11	3.24	1.51	0.80
190—200	56.81	0.81	9.53	26.04	0.206	37.39	0.07	0.11	3.48	1.48	0.72
240—250	57.06	0.80	10.37	26.19	0.252	37.61	0.07	0.14	2.66	1.54	0.86

ТАБЛИЦА 37

Разрез № 2. Данные валового анализа коллоидов в % от минеральной массы почвы

Глубина взятия образца в см	SiO_2	TiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	P_2O_5	Сумма R_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Количество частиц < 0.0002
0—10	6.27	0.08	0.99	3.01	0.06	4.06	0.026	0.31	0.20	0.11	11.35
90—100	6.75	0.16	1.85	5.03	0.06	6.94	0.017	0.62	0.22	0.08	18.83
100—110	10.97	0.19	1.86	5.09	0.05	7.00	0.02	0.63	0.29	0.16	19.39
190—200	12.62	0.18	2.12	5.78	0.05	7.95	0.02	0.77	0.33	0.16	22.21
240—250	7.14	0.10	1.30	3.28	0.03	4.61	0.02	0.33	0.19	0.11	12.51

Анализы проведены К. В. Веригиной.

ТАБЛИЦА 38

Разрез № 2. Валовой состав коллоидов в миллимолях на 100 г минерального вещества коллоидов

Глубина взятия образца в см	SiO_2	TiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	P_2O_5	$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{RO + R_2O}{Al_2O_3 + Fe_2O_3}$	Сумма щелоч. и щел. зем.	$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	Сумма RO_2O_3
0—10	924.56	8.42	54.63	261.2	3.47	315.83	0.70	4.03	63.3	18.4	15.59	2.92	3.54	0.35	106.41	315.83	319.30
90—100	944.04	10.61	61.40	262.0	2.05	323.4	0.70	1.60	71.55	12.21	7.0	2.92	3.60	0.30	92.43	323.40	325.45
100—110	942.54	12.10	60.09	257.3	1.92	317.39	0.84	1.96	80.79	16.01	12.86	2.96	3.66	0.35	111.63	317.39	319.31
190—200	946.04	10.11	60.09	255.2	1.45	315.29	0.99	1.96	86.78	15.71	11.57	3.00	3.17	0.37	116.02	315.29	316.74
240—250	950.20	9.98	64.97	256.8	1.77	321.77	0.99	2.49	66.33	16.34	13.82	2.95	3.70	0.31	98.98	321.77	323.54

ТАБЛИЦА 39

Разрез № 2. Содержание гумуса, обменных оснований и углекислых солей в почве на 100 г почвы, просушенной при t 105° С

Глубина взятия образца в см	Гумус по Кнопу в %	pH	CO_2 в % общий	CO_2 в % связанный с Ca	CO_2 в % связан. с Mg	CO_2 карбонати. в конкр. в %	CaO карбонати. в %	CaO обменный в %	MgO карбонати. в %	MgO обменный в %	CaO карбонати. и обменный в %	MgO карбонати. и обменный в %
0— 10	10.80	6.76	—	—	—	—	—	0.948	—	0.113	—	—
10— 20	7.70	6.87	—	—	—	—	—	0.843	—	0.081	—	—
20— 30	6.99	6.41	—	—	—	—	—	0.814	—	0.070	—	—
30— 40	6.16	6.55	—	—	—	—	—	0.868	—	0.070	—	—
40— 50	5.28	6.71	—	—	—	—	—	0.820	—	0.068	—	—
50— 60	4.71	6.72	—	—	—	—	—	0.839	—	0.078	—	—
60— 70	3.63	6.74	—	—	—	—	—	0.820	—	0.065	—	—
70— 80	2.35	6.96	—	—	—	—	—	0.834	—	0.067	—	—
80— 90	2.35	6.96	—	—	—	—	—	0.678	—	0.054	—	—
90—100	2.26	7.34	—	—	—	—	—	0.724	—	0.067	—	—
100—110	1.23	7.97	8.26	7.56	0.701	—	9.63	1.03	0.637	—	10.66	0.717
110—120	0.94	8.12	8.46	7.48	0.982	—	9.53	1.56	0.741	—	11.09	0.821
120—130	0.75	7.98	7.03	6.32	0.713	—	8.05	1.69	0.649	—	9.74	0.728
130—140	0.73	8.04	6.51	5.92	0.594	—	7.54	0.96	0.541	—	8.50	0.620
140—150	0.71	7.97	6.22	5.59	0.659	—	7.12	1.03	0.573	—	8.15	0.653
150—160	0.62	8.04	5.63	5.13	0.496	—	6.53	0.82	0.451	—	7.35	0.531
160—170	0.69	7.87	5.09	4.58	0.557	0.18	5.77	1.69	0.536	—	7.46	0.585
170—180	0.73	7.98	5.15	4.59	0.563	0.37	5.85	1.43	0.512	—	7.28	0.592
180—190	0.67	7.93	4.62	4.18	0.438	0.62	5.33	1.42	0.398	0.0798	6.75	0.478
190—200	0.73	7.92	4.07	3.72	0.346	0.41	4.74	0.62	0.315	—	5.36	0.395
200—210	0.54	7.96	3.60	3.28	0.317	0.33	4.18	0.96	0.288	—	5.14	0.363
210—220	0.36	—	2.92	2.85	0.069	0.05	3.63	0.14	0.064	—	3.77	0.143
220—230	0.21	—	2.07	2.02	0.053	1.05	2.57	1.22	0.049	—	3.79	0.129
230—240	0.23	—	2.02	1.82	0.196	0.67	2.32	0.78	0.177	—	3.10	0.257
240—250	0.16	—	1.36	1.14	0.222	0.70	1.45	0.84	0.203	—	2.29	0.282
250—260	0.36	7.74	0.18	—	—	—	0.233	0.503	—	0.075	—	—
260—270	0.12	—	0.24	—	—	—	0.306	0.240	—	0,090	—	—
270—280	0.10	—	0.12	—	—	—	0.153	0.272	—	0.079	—	—
280—290	0.08	—	0.08	—	—	—	0.102	0.269	—	0.073	—	—
290—300	0.08	—	0.06	—	—	—	0.076	0.308	—	0.080	—	—
300—310	0.07	—	0.02	—	—	—	0.025	0.276	—	0.079	—	—
310—320	0.08	7.54	0.01	—	—	—	0.013	0.306	—	0.076	—	—
320—330	0.08	—	0.01	—	—	—	0.013	0.281	—	0.082	—	—
330—340	0.14	—	0.01	—	—	—	0.013	0.258	—	0.079	—	—
340—350	0.10	8.03	0.14	—	—	—	0.178	0.256	—	0.114	—	—
350—360	0.13	7.54	нет	—	—	—	—	0.354	—	0.084	—	—

обменного могли быть отнесены и другие соединения кальция. В породе соотношение обменного и силикатного кальция является обратным, нежели в почвенном профиле; обменного кальция здесь меньше, чем силикатного.

В гумусовом горизонте необменного кальция больше, чем в породе; вероятно, это увеличение происходит за счет, главным образом, фосфатов кальция.

Совершенно по иному при процессе черноземообразования ведет себя Mg. Его распределение в почвенном профиле совсем другое, чем кальция (табл. 39).

Подвижность этого элемента в данных условиях почвообразования неизмеримо меньше, чем кальция.

По валовому содержанию Mg всю толщу разреза № 2 можно разделить на три слоя — гумусовый горизонт, карбонатный горизонт и материнская порода. В каждом из этих слоев валовое содержание Mg более или менее одинаково во всей толще. Меньше всего валового магния в породе, несколько больше в гумусовом горизонте и больше всего в карбонатном горизонте.

Содержание углекислого магния в карбонатном горизонте значительно более однородно, чем $CaCO_3$. $MgCO_3$, не дает такого большого накопления в верхней части карбонатного горизонта, хотя максимумы $MgCO_3$ и $CaCO_3$ совпадают, но максимум $MgCO_3$ выражается в значительно меньших абсолютных величинах. Поэтому и изменение его распределения по карбонатному горизонту значительно более плавно.

Обменный Mg совсем не дает сколько-нибудь заметного биологического накопления в гумусовом горизонте. Содержание обменного Mg по почвенному профилю меняется мало, с небольшими колебаниями, обусловленными, по всей вероятности, некоторой неоднородностью механического состава породы (табл. 40).

Абсолютные количества обменного магния во всем почвенном профиле, как и в материнской породе, значительно меньше количества необменного магния.

Бесспорно, роль магния в процессе черноземообразования гораздо меньшая, чем роль кальция.

Располагая приведенными аналитическими данными о различных формах кальция и магния в исследованном нами тучном черноземе и имея определения объемных весов для них, мы попытались вычислить запасы различных форм кальция и магния для этих почв и подойти к балансу этих элементов. Приводим данные запасов гумуса и различных форм кальция и магния в разрезе № 2 (табл. 41—42.)

Запасы вычислялись следующим образом: данные процентного содержания гумуса, CO_2 карбонатов и обменных Ca и Mg были получены для каждых 10 см послойно по всему почвенному профилю. Они приведены выше в табл. 39. В табл. 41 мы даем цифры содержания вещества в кубическом дециметре для каждого 10-сантиметрового слоя.

Данные валового состава для тех глубин, где были анализы, взяты из непосредственных определений, а в промежутках между ними путем интерполяций. Сначала интерполяцировались величины содержания необменного кальция, после чего суммировалось содержание кальция необменного, обменного и карбонатного и, таким образом, получалось валовое содержание кальция для тех промежуточных глубин, где непосредственных определений валового кальция не было. Цифры валового и необменного Ca и Mg, полученные путем интерполяции, отмечены в табл. 41 звездочками.

ТАБЛИЦА 40

Разрез № 2. Различные формы Ca и Mg, выраженные в г CaO и MgO на 100 г почвы, просушенной при t 105° C

Глубина взятия образцов в см	CaO валовой	CaO карбонатный	CaO в конкрециях	CaO обменный	CaO силикат. необменный	MgO валовой	MgO карбонатный	MgO обменный	MgO силикатный необменный
0— 10	1.579	—	—	0.948	0.631	0.954	—	0.113	0.841
20— 30	1.515	—	—	0.814	0.701	1.065	—	0.070	0.995
40— 50	1.413	—	—	0.820	0.593	0.877	—	0.068	0.809
60— 70	1.315	—	—	0.820	0.495	1.053	—	0.065	0.988
90—100	1.289	—	—	0.724	0.568	0.994	—	0.067	0.927
100—110	11.162	9.63	—	1.03	0.502	1.445	0.637	—	0.728
140—150	8.480	7.12	—	1.03	0.330	1.029	0.573	—	0.9.6
190—200	6.252	4.74	0.41	0.62	0.892	1.474	0.315	—	1.079
200—210	5.656	4.18	0.33	0.96	0.516	1.056	0.288	0.0798	0.688
210—220	4.479	3.63	0.55	0.14	0.709	0.625	0.064	—	0.482
230—240	3.304	2.32	0.69	0.78	0.204	0.642	0.177	—	0.335
240—250	2.515	1.45	0.70	0.84	0.225	0.531	0.203	—	0.249
250—260	1.098	0.233	—	0.59	0.262	0.576	—	0.075	0.500
270—280	1.000	0.153	—	0.27	0.575	0.749	—	0.079	0.6.0
310—320	0.888	0.013	—	0.31	0.569	0.908	—	0.076	0.832
350—350	0.899	—	—	0.35	0.545	0.6.9	—	0.084	0.595

Для удобства сопоставлений и подсчетов, эти же данные запасов нами представлены несколько в другом виде (см. табл. 42). Здесь вычислены запасы гумуса и различных форм Ca и Mg, выраженные в CaO и MgO для толщи отдельных почвенных горизонтов, для всего почвенного профиля в целом и для толщи породы, соответствующей отдельным горизонтам и почвенному профилю.

Судя по цифрам содержания различных форм кальция (необменный, карбонатный, обменный и карбонатный в конкрециях), видно, что наибольшей подвижностью в черноземных почвах обладает именно этот элемент. Кальций в черноземах является таким элементом, миграция которого выражена наиболее сильно.

Признавая особенно важную роль кальция в процессе черноземообразования, попытаемся несколько подробней разобраться в характере распределения различных форм его в почвенном профиле черноземных почв.

Данные запасов различных форм кальция в отдельных почвенных горизонтах исследованного тучного чернозема показывают следующее. Общий запас валового CaO во всем почвенном профиле (глубина 0—250 см) равен 1381 г.

В таком же столбе породы, соответствующем по высоте почвенному профилю с поперечным сечением 1 $дм^2$, содержится валового CaO 268 г. Если допустить, что первоначальный химический состав верхнего слоя наноса (0—250 см), в пределах которого расположен почвенный профиль данной черноземной почвы, был таким же, какой имеет лёссовидный суглинок, подстилающий рассматриваемую почву, то получается, что в процессе почвообразования в почвенном профиле накопилось 1113 г CaO.

Посмотрим из каких форм кальция состоит эта прибавка.

Большую часть этой прибавки составляет $CaCO_3$. Она составляет 978 г.

ТАБЛИЦА 41

Разрез № 2. Запас гумуса и различных форм Ca и Mg, выраженные в CaO и MgO в столбе почвы с поперечным сечением в 1 дм² в граммах на навеску почвы, просушенную при t 105° C

Глубина взятия образцов в см	CaO				MgO				Гумус
	валовой	карбонатный	обменный	необменный	валовой	карбонатный	обменный	необменный	
0—10	16.7	—	10.0	6.7	10.1	—	1.2	8.9	114.48
10—20	16.8*	—	9.4	7.4*	11.1*	—	0.9	10.2*	86.28
20—30	16.4	—	8.8	7.6	11.6	—	0.8	10.8	76.19
30—40	16.1	—	9.3	6.8	10.3*	—	0.7	9.6	65.91
40—50	14.8	—	8.6	6.2	9.2	—	0.7	8.5	55.44
50—60	14.8*	—	9.0	5.8*	10.5*	—	0.8	9.6*	50.40
60—70	14.9*	—	9.3	5.6	12.0	—	0.7	11.3	41.38
70—80	15.8	—	9.7	6.1*	12.0*	—	0.8	11.2*	27.49
80—90	14.2*	—	7.9	6.3*	11.6*	—	0.6	11.0*	27.49
90—100	14.5	—	8.1	6.4	11.2	—	0.8	10.4	25.54
100—110	113.8	98.23	10.5	5.1	14.6	6.5	0.8	7.3	12.55
110—120	117.8*	97.2	15.9	4.7*	16.3*	7.6	0.8	7.9*	9.59
120—130	115.8*	91.8	19.3	4.7*	18.0*	7.4	0.9	9.7*	8.55
130—140	102.9*	87.5	11.1	4.3*	17.6*	6.2	0.9	10.5*	8.47
140—150	98.3*	82.6	11.9	3.8	18.9	6.6	0.9	11.4	8.24
150—160	89.6*	75.1	9.4	5.1*	17.6*	5.2	0.9	11.5*	7.13
160—170	86.3*	62.4	18.0	5.9*	17.2	5.4	0.9	10.9*	7.38
170—180	92.2*	67.8	16.6	7.8*	18.9*	5.9	0.9	12.1	8.47
180—190	87.3*	61.8	16.5	9.0*	17.8*	4.6	0.9	12.3*	7.77
190—200	71.8	54.51	7.1	10.2	16.9	3.6	0.9	12.4	8.39
200—210	67.9	50.2	11.5	6.2	12.7	3.5	0.9	8.3	6.48
210—220	52.8	42.8	1.6	8.4	7.3	0.7	0.9	5.7	4.25
220—230	52.1*	31.6	15.0	5.5*	6.9*	0.6	1.0	5.3*	2.53
230—240	43.9	30.8	10.4	2.7	8.5	2.4	1.1	5.0	3.06
240—250	33.5	19.3	11.2	3.0	7.0	2.7	1.0	3.3	2.13
250—260	16.0	3.3	7.3	5.4	8.3	—	1.0	7.3	5.26
260—270	14.2*	4.3	3.3	6.6*	9.4*	—	1.3	8.1*	1.40
270—280	14.3	2.1	3.9	8.3	10.7	—	1.1	9.6	1.44
280—290	13.5*	1.4	3.8	8.3*	11.4*	—	1.2	10.2*	1.43
290—300	12.5*	1.0	4.1	7.4*	11.7*	—	0.9	10.8*	1.31
300—310	11.3*	0.3	3.6	7.4*	11.3*	—	1.0	10.3*	1.30
310—320	11.7	0.1	4.2	7.4	12.3*	—	1.1	11.2	1.35
320—330	11.8*	0.1	3.8	7.8*	11.9	—	1.1	10.8*	1.38
330—340	11.7*	0.1	3.7	7.9*	11.2*	—	1.1	10.1*	1.41
340—350	13.4*	2.4	3.5	7.5*	9.9*	—	1.1	8.8*	1.36
350—360	12.6	—	4.9	7.7	9.6	—	1.1	8.5	1.41

В почвенном профиле содержится 1008 г CaO карбонатов вместе с углесолями конкреций. В толще же породы, соответствующей почвенному профилю, содержалось 30 г. Отсюда и получается цифра 978 г CaO (1008—30 г), показывающая количество накопившихся в почве карбонатов. Эта цифра в 32 раза превышает содержание углесолей в подстилающей породе.

Если допустить, что верхний нанос первоначально имел большую карбонатность и что весь $CaCO_3$, имеющийся сейчас в почвенном профиле черноземной почвы, был более или менее равномерно распределен по верхней толще лёссовидного суглинка, то тогда содержание углекислого кальция в нем должно было бы равняться 5.96%.

* Средние из смежных слоев.

ТАБЛИЦА 42

Разрез № 2. Запасы гумуса и различных форм Ca и Mg, выраженные в CaO и MgO в горизонтах почвы и в породе в граммах на навеску почвы, просушенную при t 105°

Мощности столбиков отдельных горизонтов почвы сечением в 1 дм²	Гумус		CaO									MgO							
			валовой		карбонатный		карбонатный в конкрециях	обменный		необменный		валовой		карбонатный		обменный		необменный	
	в почве	в столбе породы, равном по весу столбу современ. почвен. горизонта	в почве	в столбе породы, равном по весу столбу современ. почвен. горизонта	в почве	в столбе породы, равном по весу столбу современ. почвен. горизонта		в почве	в столбе породы, равном по весу столбу современ. почвен. горизонта	в почве	в столбе породы, равном по весу столбу современ. почвен. горизонта	в почве	в столбе породы, равном по весу столбу современ. почвен. горизонта	в почве	в столбе породы, равном по весу столбу современ. почвен. горизонта	в почве	в столбе породы, равном по весу столбу современ. почвен. горизонта	в почве	в столбе породы, равном по весу столбу современ. почвен. горизонта
0—50	393	—	81	—	—	—	—	46	—	35	—	52	—	—	—	4	—	48	—
50—100	172	—	74	—	—	—	—	44	—	30	—	57	—	—	—	4	—	53	—
Сумма в гумусов. гориз.	570	14	155	104	—	12	—	90	33	65	59	109	86	—	—	8	9	101	77
100—150	47	—	549	—	457	—	—	69	—	23	—	85	—	34	—	4	—	47	—
150—200	39	—	427	—	322	—	—	67	—	33	—	88	—	25	—	4	—	59	—
200—250	18	—	250	—	175	—	—	50	—	25	—	42	—	10	—	5	—	27	—
Сумма в карбонат. гориз.																13			
Сумма во всем почвенном профиле (0—250 см)	104	21	1 226	164	954	18	54	86	52	86	93	215	136	69	—		13	133	122
Сумма 1 м породы	674	35	1 331	268	954	30	—	176	85	151	152	324	222	69	—	21	22	234	199
Сумма 1.5 м породы	17	—	139	—	15	—	—	41	—	74	—	108	—	—	—	11	—	97	—
Сумма 2.5 м породы	25	—	195	—	22	—	—	62	—	111	—	162	—	—	—	16	—	146	—
	42	—	325	—	37	—	—	103	—	185	—	270	—	—	—	27	—	243	—

ТАБЛИЦА 43

Состав золы растений

Название образца	Количество растительных остатков на абс. сух. вещество в г	H_2O	Количество золы в % на абс. сух. вещество	В % на абс. сух. вещ. SiO_2	В % на абс. сух. вещ. R_2O_3	В % на абс. сух. вещ. CaO	В % от золы SiO_2	В % от золы R_2O_3	В % от золы CaO	Количество на 1 м² в г CaO на 1 м²	Количество на 1 м² в г R_2O_3	Количество на 1 м² в г SiO_2
Мох — с площади 1 м² около разр. № 2	137	7.35	33.23	29.76	6.05	2.23	74.84	15.8	5.63	3.05	8.29	40.77
Укос трав степных с 1 м², около разр. № 2	292	7.17	7.86	3.71	0.87	1.43	47.20	11.06	18.17	4.17	2.54	10.43
Корни степных трав с 1 м² глуб. 0—30 см, около разр. № 2	1 044	8.84	10.01	5.98	0.92	2.27	59.74	9.19	22.63	23.70 × × 2 47.40 во всем почвен. профиле 54.62	9.60	6.24
Укос мелких трав с 1 м² около разр. № 7	119	7.61	12.06	2.25	1.70	2.06	18.65	14.09	17.08	2.45	2.02	2.63
Корни на ямы с 1 м²0—30 см разр. № 7	397	7.70	6.07	2.76	0.91	1.35	45.46	14.99	21.53	5.36	3.61	10.96
Подстилка дубов. лист. около разр. № 7	—	9.28	37.92	23.55	6.76	3.82	74.71	21.17	11.96	—	—	—
Дубовый лист, опавший с деревьев	—	8.53	9.66	4.62	0.93	3.80	47.82	9.62	39.33	—	—	—
Дубовые листья, вымозавшие на ветках и собран. весной	—	10.81	6.91	1.87	1.13	3.79	27.06	16.35	54.64	—	—	—

Анализы произведены Ф. Т. Алехиным.

В отдельных разновидностях черноземных почв этого района мы наблюдаем значительное разнообразие в распределении углесолей по почвенному профилю, но нигде на границе перехода между наносами мы не наблюдаем скачка, что, как нам кажется, обязательно было бы, если бы содержание карбонатов в верхней толще заметно превышало бы их содержание в нижней.

Посмотрим, как ведет себя обменный кальций.

Всего в почвенном профиле имеется 176 г обменного CaO, а было его в толще породы, соответствующей по мощности почвенному профилю — 85 г CaO. Значит, и обменный кальций в почве накопился. Эта прибавка выражается в 91 г. Естественно, что большая часть прибавки обменного кальция падает на гумусовый горизонт. В 1 м гумусового горизонта накопилось 57 г обменного CaO, а в 1.5 м карбонатного горизонта — 34 г.

Увеличение запаса обменного кальция в гумусовом горизонте обязано, главным образом, биологическому накоплению.

Интересно сопоставить общий запас обменного кальция в гумусовом горизонте этой почвы и прибавку запаса обменного кальция в процессе почвообразования с количеством кальция, находящимся ежегодно в живом растительном веществе в степных растениях.

Анализы золы показывают (табл. 43), что количество кальция в степной растительности сравнительно невелико. В столбе почвы с поперечным сечением в 1 дм² и глубиной в 30 см, на каковой мы ведем все пересчеты, в растительном веществе содержится всего 0.3 г CaO. На самом деле его немного больше (так как мы учитывали содержание растительной массы корней всего до глубины 30 см от поверхности). Хотя этот слой и является наиболее корнеобитаемым, но все же он содержит не больше половины всей массы корней, поэтому мы считаем возможным в целях приближения к истинной величине содержания CaO в корневой системе степных растений умножить полученную величину содержания CaO в корнях степных трав в слое 0 — 30 см на два. Тогда цифра содержания CaO в степной растительности возрастает до 0.5 г. Количество же накопившегося CaO в гумусовом горизонте равно 57 г. Таким образом, Ca, содержащийся в растительности, составляет около 1% от того количества, которое накопилось в гумусовом горизонте в процессе почвообразования.

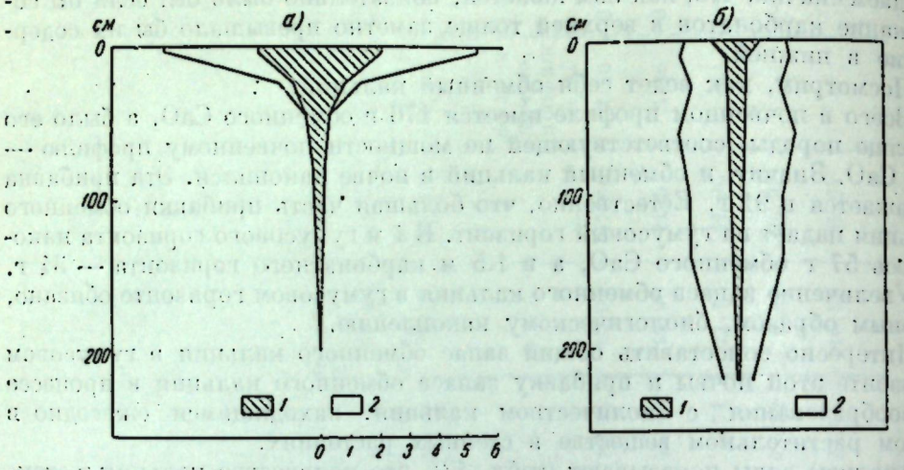
По отношению ко всему запасу обменного кальция в почвенном профиле CaO, содержащийся в растительности, составляет 0.3%.

Приведенные цифры содержания CaO в степной растительности дают представление только об общем количестве CaO, связанном в ней. Далеко не все это количество принимает участие в годовом биологическом обороте кальция, так как ежегодно у степных растений отмирают только надземные части. Корни же многолетних трав, составляющие большинство степных растений, отмирают не полностью. Какое количество корней отмирает у степных многолетних трав ежегодно, нам не известно. А так как масса корней примерно в пять раз превосходит надземную массу трав, то ясно, что в годичном обороте в системе почва—растение принимает участие значительно меньше кальция, чем его содержится в растительности.

Повидимому, чтобы представить себе это количество кальция в данных условиях, приведенные цифры надо уменьшить в 4—5.

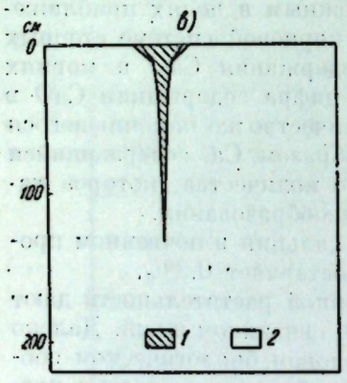
Данных о содержании силикатного кальция в чистом виде мы не имеем. Мы имеем величину так называемого необменного кальция, получаемую путем вычитания из валового CaO суммы обменного и карбонатного CaO. В эту рубрику необменного кальция входит, главным образом, кальций силикатный, кроме того, сюда входят фосфаты кальция и, вероятно, некоторые другие соединения.

Так как главную массу необменного кальция все же составляет кальций силикатный, то поведение необменного кальция достаточно хорошо отражает судьбу силикатного кальция при черноземообразовании.



Фиг. 1*а-б*. Распределение и запас корней в профиле мощного типичного чернозема: *а* — под степной растительностью; *б* — под лесом (разр. № 3, М. А.) Лес Дубрашина; *1* — деятельные корни; *2* — недеятельные корни.

Напомним, что при сопоставлении валовых анализов с данными трехкислотных вытяжек, по Гаррисону, оказалось, что лёссовидные породы, вследствие их значительной выветрелости, в первичных силикатах почти не содержат кальция. Имеющийся в этой почве силикатный кальций сосредоточен, вероятно, преимущественно во вторичных глинных минералах. Этим мы объясняем ту устойчивость, которую показывают запасы необменного кальция в почве и породе.



Фиг. 1*в*. Распределение и запас корней в профиле типичного чернозема под пшеницей (разр. № 7 М. А.) в г на дм³.
1 — деятельные корни; *2* — недеятельные корни.

Полученные данные по запасам необменного кальция в почве и породе подтверждают также наше предположение о потере кальция первичными силикатами до их отложения в данном месте. Легко освобождающийся из первичных силикатов кальций, если бы он здесь был в заметных количествах, повидимому, показал бы убыль в силикатной части почвы относительно породы, чего мы не наблюдаем. Все приведенные расчеты справедливы при условии, что исходная материнская порода имела тот же состав, что и подстилающий лёссовидный суглинок (нижняя часть лёссовидной толщи).

На самом же деле, как мы видели выше, почва развилась на верхнем наносе, который заметно отличается по своему составу от нижнего. Возникает вопрос, в какой мере и в какую сторону мы совершаем ошибку, считая за материнскую породу подстилающий нанос?

Верхний слой лёссовидной толщи является, как мы знаем, более тяжелым по своему механическому составу. Вместе с тем известно, что чем порода тяжелее (глинистее), тем меньше в ней, как правило, содержание силикатного кальция. Отсюда мы можем заключить, что наблюдаемое несколько большее количество необменного кальция в современном почвенном профиле можно отнести за счет дальнейшего накопления его в результате почвообразования (в форме вторичных фосфатов и др.). Вероятно, что обменного кальция верхний нанос, как более глинистый, содержал больше, чем нижний. Поэтому количество накопившегося обменного кальция окажется равным не 91 г, а несколько меньшим. Уменьшение этой величины не меняет наших выводов о направлении процесса.

Накопление углекислого кальция в профиле исследуемых черноземных почв настолько велико, что оно, конечно, не может быть объяснено переходом Ca из одних соединений в другие в пределах почвенного профиля лишь под влиянием почвообразования и вмыванием углекислого кальция из гумусового горизонта.

Таким образом накоплению карбонатного кальция в профиле черноземных почв могут быть даны различные объяснения.

1. Можно предположить, что верхний, более глинистый нанос во время своего отложения был значительно более карбонатным, чем нижний. Содержание карбонатов в верхнем наносе, чтобы обеспечить имеющийся запас углесолей во всем почвенном профиле, должно было быть, как указано выше, около 6% $CaCO_3$.

В этом случае на границе двух наносов в современном распределении карбонатов должен был бы наблюдаться тот или иной скачок — излом кривой. Между тем, в приведенных кривых распределения карбонатов в почвенных разрезах (фиг. 2, 3, 4, 5, стр. 192, 202, 203, 207) нигде такого излома кривой на границе наносов не наблюдается.

Нам могут возразить, что при большой подвижности карбонатов, которая наблюдается в условиях черноземообразования, первоначальная разница в содержании карбонатов в этих двух наносах могла нацело сгладиться. Такое предположение становится, однако, мало вероятным, если мы обратим внимание на характер распределения углесолей в разрезе № 2, где карбонаты присутствуют только в почвенном профиле, причем их распределение находится в ясной зависимости от распределения гумуса, а к концу почвенного профиля содержание карбонатов падает почти до нуля. Ниже почвенного профиля карбонаты почти отсутствуют. Трудно предполагать, чтобы в верхнем наносе, первоначально более карбонатном, углесоли, начав мигрировать, расположились в строгом соответствии с современным водным режимом этой почвы, как мы сейчас наблюдаем, и у нижней границы почвенного профиля совсем исчезали.

Значительно более вероятна аккумуляция углесолей у поверхности в период, непосредственно следовавший за отложением этих наносов в условиях высокого стояния грунтовых вод.

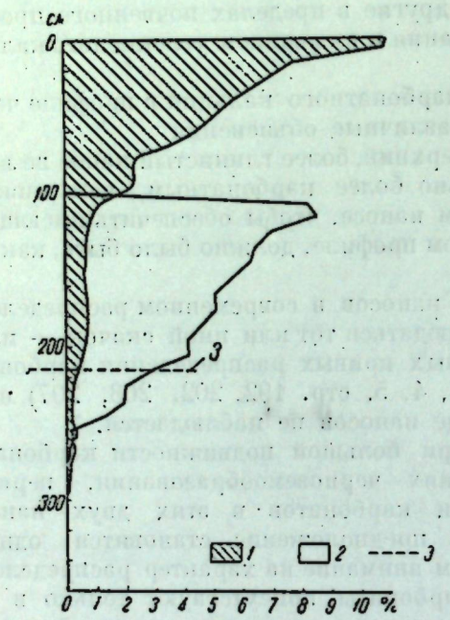
Таким образом, мы предполагаем, что черноземной стадии этих почв предшествовала стадия луговая. В этом случае при капиллярном поднятии воды к дневной поверхности или до нижней части гумусового горизонта, слои породы, через которые проходила вода, могли остаться почти бескарбонатными, тем более что и минерализация вод очевидно была невысокая. Аналогичные случаи часто наблюдаются при солончаковом процессе, когда под верхними горизонтами, содержащими в себе много солей, залегает толща породы с ничтожным их содержанием.

В дальнейшем, после того как грунтовые воды ушли на большую глубину и условия почвообразования приблизились к современным, углекислый кальций, накопившийся в лугово-солончаковую стадию в верхних горизонтах, начал передвигаться в почвенном профиле и в конце

концов распределился в нем в соответствии с новым водным режимом.

В свете этого объяснения становится понятным, почему слабо карбонатные и (пятнами) даже совсем бескарбонатные лёссовидные суглинки, подстилающие почву, встречаются только на водораздельных пространствах. По склонам же подстилающие почву лёссовидные породы, как правило, карбонатны.

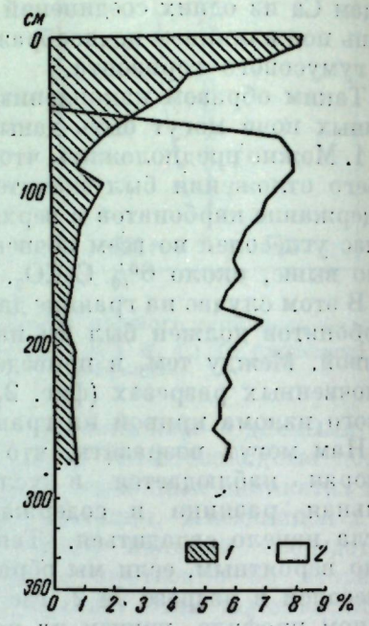
Нам представляется, что такое распределение карбонатов в лёссовидных суглинках, в зависимости от рельефа, возникло следующим образом.



Фиг. 2а. Распределение гумуса и CO_2 карбонатов:

чернозем мощный, типичный, тяжелосуглинистый, на тяжелом пылеватом лёссовидном суглинке. Курский заповедник. Разрез № 2.

1 — гумус; 2 — CO_2 карбонатов; 3 — граница между наносами.



Фиг. 2б. Чернозем типичный, среднегумусный, тяжелосуглинистый на лёссовидном суглинке. Совхоз Миллерово, Ростовской обл. Разрез № 1.

1 — гумус; 2 — CO_2 карбонатов.

Когда грунтовые воды стали понижаться, то, очевидно, разрыв между ними и атмосферными водами возник прежде всего на водораздельных пространствах, вследствие чего незасоленные или слабо засоленные карбонатами лёссовидные породы, подстилающие почву, и остались таковыми. Склоны дольше оставались под влиянием уходящих вод, и поэтому на склонах вся толща лёссовидного суглинка получилась карбонатной. Наносы на склонах могли обогащаться карбонатами также и за счет подтока вод, содержащих $CaCO_3$, со стороны.

Кроме вышеуказанных соображений, сопоставление запасов углесолей в почвенном профиле разреза № 2 с запасами таковых же в породе нас убеждает также в том, что описываемые черноземные почвы прошли луговую стадию и что источником углесолей в почвах и породах были грунтовые воды.

Отношение запаса углесолей в почвенном профиле разреза № 2 к запасу карбонатов в толще породы такой же мощности выражается как 32 : 1,

т. е. в профиле данной почвы углесолей в 32 раза больше, чем в подстилающей породе.

В черноземных почвах, исконно степных, т. е. не проходивших луговой стадии, это отношение бывает близким к единице.

Примером такой почвы может служить разрез № 1 «обыкновенного» чернозема из совхоза Миллерово, Донской области (см. фиг. 2, стр. 192).

2. Можно предположить также, что углекислый кальций, находящийся сейчас в почвенном профиле, вымылся из значительно большей, чем 2.5 м, толщи лёссовидного суглинка, занимаемой в настоящее время почвенным профилем. Тогда надо думать, что выщелоченная от карбонатного кальция порода смыта эрозионными процессами. Посмотрим, что же происходит с запасами кальция в черноземных почвах при условии смыва поверхностных частей гумусового горизонта под влиянием процессов эрозии.

Столбик почвы с поперечным сечением в 1 $дм^2$ и высотой 1 м, равной всей мощности гумусового горизонта, имеет запас валового CaO 155 г, а такой же метровый столбик породы имеет валового CaO 104 г. Таким образом, метровая толща гумусового горизонта исследованной черноземной почвы, несмотря на полную выщелоченность от карбонатов кальция, по сравнению с породой все же содержит валового кальция больше. Это обогащение происходит исключительно за счет биологического накопления обменного кальция. В метровой толще гумусового горизонта биологически накопляется 57 г CaO.

Таким образом, при современных условиях почвообразования в данном районе, процессы поверхностного смыва приводят не к обогащению нижних горизонтов почв и подстилающих пород солями кальция, а, наоборот, к их обеднению.

Для того чтобы подгумусовые слои черноземной почвы обогащались кальцием при смыве поверхностных слоев, надо иметь исходную породу с бо́льшим содержанием $CaCO_3$, чем наша. Нужно, чтобы запаса CaO в породе хватило не только на биологическое накопление, но и остался еще некоторый избыток, который и мог бы при данных условиях почвообразования вмываться в нижние слои.

На основании этих данных мы можем представить себе обогащение породы углекислым кальцием при смыве в нашем районе, только в том случае, если те слои лёссовидного суглинка, которые подвергались денудации, содержали значительно больше $CaCO_3$, чем тот лёссовидный суглинок, который лежит в разрезе № 2 ниже почвенного профиля (250—350 см).

Порода могла обогащаться кальцием под влиянием вмыва из верхних выщелоченных слоев и при таком содержании $CaCO_3$, какое наблюдается в подстилающем наносе разреза № 2, но при условии наличия на поверхности другой почвы, с меньшим содержанием насыщенного гумуса, а следовательно, и с менее резко выраженным биологическим накоплением кальция, т. е. почва должна была здесь быть не черноземная, а, например, подзолистая. Но если здесь были подзолистые почвы, то они должны были быть покрыты лесом, а под лесом, как известно, эрозия идет слабо или совсем не идет. Это соображение также говорит не в пользу этого объяснения.

Если все же допустить, что большое накопление углекислого кальция в почвенном профиле изучаемых черноземных почв произошло вследствие вмывания его из верхних горизонтов почв, которые в течение времени сносились денудационными процессами, то тогда надо допустить, что за время существования этих почв снесены громадные толщи поверхностных отложений порядка 30—40 м.

Очень однородные мощности гумусовых горизонтов современных почв под целинной степной растительностью на разных элементах рельефа говорят, однако, против того, что здесь за время существования современного почвенного покрова наблюдались большие поверхностные смывы. Об отсутствии значительных смывов поверхности говорит также поразительная однородность мощности верхнего наноса, наблюдаемая почти во всех наших ямах. Повидимому, этот нанос, отлагавшийся сравнительно в спокойных водах, покрыл более или менее однородным чехлом древний рельеф и с тех пор остался мало измененным. Кроме того, как мы указывали выше, ясно выраженный карст в подстилающих породах способствовал консервации рельефа.

Вышеприведенные соображения заставляют нас в конце концов притти к выводу, что углесоли карбонатного горизонта образовались не за счет вмывания их из вышележащей 30—40-метровой толщи, которая ныне смыта, а путем аккумуляции из грунтовых вод в течение луговой стадии почвообразования, имевшей место на этой территории после отложения лёссовидных пород.

Подсчеты запаса Mg в почвенном профиле тучного чернозема и в материнской породе показали, что этот элемент ведет себя совсем иначе, чем кальций.

Накопление его в почвенном профиле весьма незначительно по сравнению с материнской породой. Оно выражается в 102 г MgO на весь почвенный профиль. Биологического накопления Mg в гумусовом горизонте не наблюдается. Гумусовый горизонт обменным магнием, по сравнению с породой, даже обеднен, но величины содержания настолько близки, что можно считать, что оно осталось неизменным. Необменного Mg в гумусовом горизонте, наоборот, больше на 24 г. Таким образом, весь накопившийся в почвенном профиле Mg состоит из углекислого магния и необменного. Количество накопившегося во всем почвенном профиле магния в двадцать раз меньше, чем кальция.

VI. ПЕРЕДВИЖЕНИЯ КАРБОНАТОВ В ПРОФИЛЕ ЧЕРНОЗЕМНЫХ ПОЧВ

Вопросу сезонной миграции углекислых солей в черноземных почвах нами посвящена специальная работа, поэтому здесь мы изложим только основные выводы, которые нами сделаны на основании полученных в течение 3 лет экспериментальных данных.

В мощных черноземах наблюдаются отчетливо выраженные периодические передвижения верхней границы карбонатного горизонта, которые происходят от сезона к сезону и от года к году, в зависимости от сочетания метеорологических условий отдельных лет. Эти передвижения имеют место при сохранении неизменности общих условий почвообразования.

Поскольку верхняя граница карбонатного горизонта черноземов перемещается как вниз, так и вверх, постольку мы можем заключить, что черноземные почвы, не имеющие связи с грунтовыми водами, являются почвами элювиального ряда только по преобладанию в них нисходящих токов, особенно в гумусовом горизонте. Восходящие токи играют здесь важную роль, особенно в карбонатном горизонте.

Размах сезонных и годичных перемещений верхней границы карбонатного горизонта в выщелоченных черноземах больше, нежели в мощных «типичных». Это указывает на то, что в более увлажняемых разностях наблюдается не только более глубокое сезонное опускание верхней границы карбонатного горизонта, но и более высокое ее относительное поднятие.

Такое усиление сезонной пульсации верхней границы вскипания в черноземных почвах под степной растительностью идет параллельно с возрастанием увлажнения только до известного предела, дальше которого восходящие токи все более и более утрачивают свое значение и начинают преобладать нисходящие токи, обуславливающие вынос углекислого кальция вниз.

Явление передвижения углесолей играет большую роль в процессе деградации и прогрессивной деградации лесостепных почв. Ими же обусловлено и характерное распространение $CaCO_3$ в карбонатных горизонтах различных разновидностей черноземных почв. Каждой такой разновидности присущ определенный, характерный для нее режим сезонных и годичных миграций углесолей, а не какая-то постоянная глубина вскипания, как это до сих пор допускалось большинством почвоведов.

В незасоленных почвах переход $CaCO_3$ в растворимое состояние происходит в основном двумя путями:

1) Растворение углекислого кальция преимущественно органическими кислотами, образующимися при распаде органического вещества (подзолистые почвы таежной зоны).

2) Растворение $CaCO_3$, главным образом, в виде бикарбоната — черноземные почвы.

Кальций в черноземных почвах передвигается почти исключительно в виде бикарбоната. Отсюда ясно, что на скорость его передвижения и на количественный размах этого явления в черноземах будут действовать, главным образом, два фактора — режим влаги в почве и режим углекислоты в почвенном воздухе.

В черноземных почвах корни трав являются главным источником CO_2 для почвенного воздуха. С одной стороны, живые корни выделяют углекислоту при дыхании; с другой, CO_2 выделяется в процессе разложения корней под влиянием жизнедеятельности бактерий.

Характерной особенностью водного режима черноземных почв плакорного залегания является почти полная «замкнутость» атмосферных вод, если можно так выразиться, в почвенном профиле. Атмосферные воды, попадая в черноземные почвы, опускаются до той или иной глубины в зависимости от количества осадков, скорости испарения и водопроницаемости каждой данной почвы и затем рано или поздно, но все же возвращаются путем непосредственного испарения и через растения в атмосферу (в плакорных условиях).

Понятно, что наиболее сильному ежегодному промачиванию подвергается верхний, гумусовый горизонт, обладающий хорошей структурой, а значит, и легкой водопроницаемостью. На основании наших наблюдений над сезонной миграцией верхней границы карбонатного горизонта можно утверждать, что в изучаемых почвах переходный горизонт также увлажняется атмосферными водами почти ежегодно, в определенные сезоны. Что касается карбонатного горизонта, то промачивание его насквозь, до нижней границы почвенного профиля, наблюдается, по всей вероятности, только в отдельные, наиболее влажные годы. В среднем же максимальная в году глубина промачивания черноземных почв, колеблясь в зависимости от метеорологических особенностей отдельных лет, достигает той или иной части карбонатного горизонта, а затем вода поднимается вверх до зоны обитания корней, т. е. до гумусового горизонта, где при тех увлажнениях, какие наблюдаются в черноземных почвах, вся вода в летнее время перехватывается корнями трав. Поэтому восходящие токи, как правило, в гумусовых горизонтах черноземных почв не имеют места. Поэтому же зона миграции $CaCO_3$ в черноземных почвах ограничена, с одной стороны, особенностями вод-

ТАБ

Распределение и запас корней в почвен

Разрез	Глубина образцов в см	Количество корней в 1 дм³ в г			Запасы корней в отдельных горизонтах в г		
		деятельных	недеятельных	общее количество	общее количество	деятельных	недеятельных
Разрез № 2 «Степь Стрелецкая». Мощный «типичный» тяжело-суглинистый чернозем под целинной степной растительностью	0— 10	3.40	4.64	8.04	—	—	—
	10— 20	1.43	0.36	1.79	—	—	—
	20— 30	0.54	0.04	0.58	10.41	5.37	5.04
	30— 40	0.47	0.03	0.50	—	—	—
	40— 50	0.25	0.03	0.28	11.19	6.09	5.10
	50— 60	0.21	0.03	0.84	—	—	—
	60— 70	0.12	0.02	0.14	—	—	—
	70— 80	0.11	0.02	0.13	11.70	6.53	5.17
	80— 90	0.09	0.02	0.11	—	—	—
	90—100	0.07	0.02	0.09	11.90	6.69	5.21
	100—110	0.05	—	0.05	—	—	—
	110—120	0.03	—	0.03	—	—	—
	120—130	0.02	—	0.02	—	—	—
	130—140	0.02	—	0.02	—	—	—
	140—150	0.02	—	0.02	—	—	—
	150—160	0.01	—	0.01	—	—	—
	160—170	0.01	—	0.01	—	—	—
	170—180	0.01	—	0.01	—	—	—
	180—190	0.01	—	0.01	—	—	—
	190—200	0.01	—	0.01	—	—	—
	200—210	0.005	—	0.005	—	—	—
	210—220	0.005	—	0.005	—	—	—
	220—230	0.005	—	0.005	12.10	6.89	5.21

Данные М. И. Адрианова.

ного режима этих почв и, с другой, концентрациями CO_2 в почвенном воздухе.

Так как гумусовый горизонт «типичных» и выщелоченных черноземов лишен углекислого кальция, то главной сферой его сезонных и годичных перемещений является по преимуществу переходный горизонт и верхние две трети карбонатного горизонта. Иногда карбонаты поднимаются и в нижнюю часть гумусового горизонта.

Нижняя треть карбонатного горизонта захватывается сезонными перемещениями углесолей только в отдельные, наиболее влажные годы. Отсутствие значительных перемещений углесолей вверх в гумусовом горизонте черноземов плакорного залегания объясняется тем, что условий, благоприятных для проявления восходящих токов, здесь не бывает. В теплое и сухое время влаги в гумусовых горизонтах черноземов так мало, что ее едва хватает на десукцию растений. Поэтому имеющаяся вода идет вверх, главным образом по корням трав, как по трубам, и передвижение воды непосредственно по почве почти не наблюдается. Передвижение же карбонатов от поверхности вниз по гумусовому горизонту, повидимому, происходит в той или иной мере ежегодно, весной и осенью, при достаточном увлажнении этих почв, когда имеются условия для появления нисходящих токов в гумусовом горизонте.

В нижнюю часть гумусового горизонта, на большую или меньшую высоту карбонаты поднимаются в изучаемых черноземах в редких случаях —

ЛИЦА 44

ных профилях черноземов. Горизонт 61

Разрез	Глубина образцов в см	Количество корней в 1 дм³ в г			Запасы корней в отдельных горизонтах в г		
		деятельных	недеятельных	общее количество	общее количество	деятельных	недеятельных
Разрез № 3 лес «Дубрашина». Мощный выщелоченный, тяжело-суглинистый чернозем. Разреженный парковый дубняк	0— 10	1.16	2.08	3.24	—	—	—
	10— 20	0.67	2.74	3.41	—	—	—
	20— 30	0.57	2.76	3.33	9.98	2.40	7.58
	30— 40	0.47	2.79	3.26	—	—	—
	40— 50	0.47	3.05	3.52	16.76	3.34	13.42
	50— 60	0.37	3.32	3.69	—	—	—
	60— 70	0.37	3.32	3.69	—	—	—
	70— 80	0.37	3.25	3.62	—	—	—
	80— 90	0.32	3.18	3.50	—	—	—
	90—100	0.27	3.11	3.38	34.64	5.04	29.60
	100—110	0.27	3.05	3.32	—	—	—
	110—120	0.27	3.05	3.32	—	—	—
	120—130	0.26	2.96	3.22	—	—	—
	130—140	0.25	2.88	3.13	—	—	—
	140—150	0.25	2.88	3.13	50.76	6.34	44.42
	150—160	0.23	2.63	2.86	—	—	—
	160—170	0.21	2.39	2.60	—	—	—
	170—180	0.19	2.15	2.34	—	—	—
	180—190	0.17	1.91	2.08	—	—	—
	190—200	0.15	1.66	1.81	—	—	—
	200—210	0.13	1.42	1.55	—	—	—
	210—220	0.11	1.18	1.29	—	—	—
	220—230	0.10	0.94	1.04	66.33	7.63	58.70

лишь при определенных сочетаниях влажных и сухих лет, когда сухое лето наступает после ряда предшествующих влажных лет.

В черноземных почвах сочетание вышеупомянутых факторов таково, что причиной, ограничивающей возможности к передвижению углесолей, здесь являются водный режим и концентрация CO_2 почвенного воздуха.

Мы не имеем пока данных, характеризующих концентрацию CO_2 в почвенном воздухе и ее сезонную изменчивость, так же как не знаем и баланса почвенной влаги в изучаемых почвах.

Но a priori можно утверждать, что в полосе северных разнотравных степей и в областях, сходных с ними по климату, где также развивается травянистая растительность, концентрации CO_2 в почвенном воздухе будут наибольшие. Сюда же, повидимому, надо отнести и луговые, но не заболоченные пространства.

В более сухих степях, по мере движения на юг, будет уменьшаться общая годичная продукция растительной массы, а следовательно, будет меньше продуцироваться углекислоты в почвенном воздухе; таким образом там подвижность углесолей в почвенном профиле будет ограничиваться не только сухостью почв, но и меньшими концентрациями CO_2 в почвенном воздухе.

В лесах хотя общая растительная масса их больше растительной массы степей, но соотношение надземных частей и корней обратное, чем в степи. В лесах корней в пять раз меньше, чем надземных частей де-

ревьев. Корни деревьев, охватывая значительно большую почвенную массу, вместе с тем имеют более редкую корневую систему, менее интенсивно пронизывающую верхние почвенные горизонты, чем корни трав. Кроме того, деревья имеют много грубых недеятельных корней, живущих длительный период и отмирающих только со смертью дерева (табл. 44, 45).

Таким образом, в лесах мы имеем в общем счете значительно меньше корней, отмирающих ежегодно, а следовательно, имеем меньше растительного вещества, разлагающегося в почве, чем в степи [1].

А раз так, то в почвах под лесной растительностью получается и меньше CO_2 в результате разложения ежегодно отмирающих корней. Количество CO_2, выделяемое живыми древесными корнями в почвенный воздух под древесной растительностью, также меньше, чем под степями.

ТАБЛИЦА 45

Разрез № 7. Распределение и запас корней в почвенном профиле мощного «типичного» чернозема. Пашня, посев яровой пшеницы

Глубина взятия образцов в см	Количество корней в 1 дм³ в г			Запасы корней в отдельных горизонтах в г		
	деят.	недеят.	общ. кол.	деят.	недеят.	общ. кол.
0— 10	0.52	1.41	1.93	—	—	—
10— 20	0.49	—	0.49	—	—	—
20— 30	0.42	—	0.42	1.43	1.41	2.84
30— 40	0.20	—	0.20	—	—	—
40— 50	0.17	—	0.17	1.80	—	3.21
50— 60	0.13	—	0.13	—	—	—
60— 70	0.09	—	0.09	—	—	—
70— 80	0.08	—	0.08	—	—	—
80— 90	0.07	—	0.07	—	—	—
90—100	0.06	—	0.06	2.23	—	3.64
100—110	0.06	—	0.06	—	—	—
110—120	0.05	—	0.05	—	—	—
120—130	0.04	—	0.04	—	—	—
130—140	0.03	—	0.03	—	—	—
140—150	0.02	—	0.02	2.43	—	3.84
150—160	0.02	—	0.02	—	—	—
160—170	0.005	—	0.005	—	—	—
170—180	0.005	—	0.005	2.46	—	3.87
180—190	—	—	—	—	—	—
190—200	—	—	—	—	—	—

Данные М. И. Адрианова.

В лесах главное количество растительных остатков поступает на поверхность почвы. Поэтому основная масса углекислоты, получающаяся в результате разложения растительных остатков в лесной подстилке, уходит в атмосферу, минуя почвенный воздух.

Таким образом, в лесах, несмотря на большее увлажнение верхних слоев почвы, но благодаря меньшим концентрациям CO_2 в почвенном воздухе, создаются условия, при которых возможности для передвижения кальция в виде бикарбоната не всегда будут большие, чем в степи.

В травянистых лесах, например парковых дубняков, встречаемых на территории Центральночерноземного заповедника, можно ожидать более

[1] И. В. Тюрин. К характеристике дернового процесса почвообразования, 1930.

или менее значительные сезонные и годичные миграции кальция в виде бикарбоната. Что касается передвижений углекислого кальция под влиянием его растворения различными органическими кислотами, то вряд ли в этих условиях оно может быть сколько-нибудь значительным. В описываемой климатической полосе разложение растительных остатков идет настолько быстро, что освобождающихся при разложении оснований почти хватает для нейтрализации образующихся при разложении кислых продуктов распада.

Это показывают и величины pH лесных почв данного района.

Мобилизация $CaCO_3$ в виде бикарбоната, проходя под воздействием газовой фазы, охватывает большие толщи почвенного профиля, чем при растворении его кислотами.

Когда карбонатный горизонт черноземной почвы достаточно увлажнен, то при любой концентрации CO_2 в почвенном воздухе, вся увлажненная часть карбонатного горизонта будет содержать в почвенном растворе бикарбонат кальция, который и будет передвигаться по почвенному профилю в том напрвлении, куда в данный момент двигается вода.

Растворение же $CaCO_3$ кислотами происходит значительно более локально. При встрече карбоната с кислым раствором некоторая часть углесолей растворяется, почвенный раствор нейтрализуется и дальше передвигается уже недеятельным.

В сомкнутых дубовых или иных широколиственных лесах этой климатической полосы травянистой растительности мало или она совсем отсутствует, разложение ежегодного опада ее идет достаточно быстро. В лесах этого типа может иметь место такое сочетание вышеупомянутых двух факторов (концентрации CO_2 в почвенном воздухе и кислых продуктов распада органических веществ в почвенном растворе), мобилизующих углекислый кальций, при котором $CaCO_3$ будет наиболее неподвижен, по сравнению с северными таежными лесами, и с разнотравной луговой степью, особенно со степными западинками, где при наличии травянистой растительности имеет место и значительное увлажнение.

В свете этих представлений становится понятным, почему иногда в степной полосе длительное пребывание леса (иногда сотни лет) не сказывается или сказывается весьма незначительно на понижении верхней границы вскипания. Это явление часто приводят в доказательство невозможности значительных сезонных и годичных миграций угрекислого кальция в черноземных почвах под степной растительностью. С первого взгляда кажется несколько парадоксальным, что под лесом карбонаты могут оказаться менее подвижными, чем под степью, но, повидимому, в природе иногда так и бывает. Восходящие сезонные миграции $CaCO_3$ в широколиственных лесах также имеют место в небольших количествах.

VII. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УГЛЕСОЛЕЙ В ЧЕРНОЗЕМАХ КАК ОДИН ИЗ ПРИЗНАКОВ ИСТОРИИ ИХ РАЗВИТИЯ

При наблюдении над изменениями карбонатного горизонта черноземных почв, происходящими при смене растительности (при поселении леса на степи или степной растительности на месте леса), надо обращать внимание не только на положение верхней границы вскипания, но на весь характер распределения углесолей по почвенному профилю и на характер сезонных и годичных их миграций под лесной и под степной растительностью. Сезонные и годичные передвижения углесолей могут быть установлены с достоверностью только при проведении наблюдений

с достаточной повторностью и с последующей обработкой их методом вариационной статистики за ряд лет.

Распределение карбонатов по почвенному профилю надо характеризовать достаточно подробно (послойными определениями CO_2 карбонатов в каждых 10 см) и на значительную глубину (до 3, а иногда и до 4 м) в зависимости от мощности профиля почвы.

Ниже мы покажем распределение углесолей в почвенных профилях, присущее различным разновидностям черноземных почв. По распределению карбонатов и их запасам можно судить о развитии данной почвы и о происшедшей на ней смене растительности, а следовательно, до известной степени и об эволюции ландшафта.

Мы не располагаем достаточным материалом по данному вопросу, но и те немногие данные, которые у нас имеются, позволяют, как нам кажется, сделать некоторые выводы.

В приведенных диаграммах (фиг. 2—7) изображено распределение запасов карбонатов в различных почвенных профилях и в породе в «типичных» черноземах (разр. № 2, Курский заповедник и разр. № 1, совхоз Миллерово, Ростовской обл., фиг. 2 *а*, *б*), в выщелоченных черноземах под целинной степной растительностью на Стрелецкой степи (разр. № 26 и 33, фиг. 3 *а*, *б*) и под дубовым лесом (разр. № 6, *б*, Курский заповедник, «Петрин лес», фиг. 4), в мощном, проградированном черноземе (разр. № 4, Казацкая степь, Курский заповедник, фиг. 6) и слабо деградированном черноземе в дубовом лесу Дубрашина (разр. № 27 и 7, Курский заповедник, фиг. 5 и 7).

Черноземы «типичные» или «обыкновенные», в своей истории развития не испытавшие влияния леса, имеют один максимум углесолей, приуроченный к верхней границе карбонатного горизонта. Если мы его наблюдаем в момент поднятия углесолей, то верхняя граница карбонатного горизонта будет не резкая, а в той или иной мере растянутая, и тогда максимум скопления $CaCO_3$ окажется несколько сдвинутым книзу от верхней его границы. В моменты опускания углесолей верхняя граница приближается к максимальному пику $CaCO_3$ или совпадает с ним (фиг. 2).

Такое распределение карбонатов в «типичных» черноземах вполне объясняется водным режимом этих почв и связанным с ним характером сезонных и годичных миграций углесолей.

Вне зависимости от того, как аккумулировался $CaCO_3$ в породе, на которой сформировался данный чернозем и прошел ли он луговую стадию или является исконно степным, увеличение содержания углесолей в верхней части карбонатного горизонта в конечном счете происходит как за счет вмывания их из гумусового горизонта, так и за счет поднятия кверху из нижней части карбонатного горизонта при установившемся водном режиме, характерном для степных условий. Сезонные и годичные миграции углесолей в этих почвах происходят преимущественно в верхней трети карбонатного горизонта, затухая в нижней части его, и сказываются, как указано выше, главным образом, на смещении верхней границы относительно верхнего степного максимума. Общую же картину распределения карбонатов в почвенном профиле при постоянстве степных условий почвообразования они не только не меняют, но ее обусловливают.

Характер распределения углесолей в «типичных» черноземах с резко выраженным максимумом, приуроченным к верхней границе карбонатного горизонта, ясно свидетельствует о большой роли восходящих токов в карбонатном горизонте этих почв.

По многочисленным данным кривых распределения солей в засоленных почвах видно, что при рассолении, т. е. при преобладании нисходящих токов воды, распределение солей в почвенном профиле не дает такой картины, какую дают углесоли в профиле «типичных» черноземов.

При характеристике водного режима черноземов обычно в почвенной литературе о наличии восходящих токов или не говорится ничего или говорится только вскользь (Г. Н. Высоцкий).

Л. И. Прасолов в своей статье «Чернозем как тип почвообразования» пишет: «Черноземы можно причислить к ряду почвообразования с преобладанием элювиальных процессов при умеренном увлажнении». Между тем в черноземах только гумусовый горизонт — особенно его верхняя часть — развивается при преимущественном воздействии нисходящих токов воды. Карбонатный же горизонт характеризуется пульсирующим режимом. В нем наблюдаются не только нисходящие токи, но и восходящие, причем роль последних особенно важна для черноземообразовательного процесса. Эти токи препятствуют выносу кальция из зоны обитания корней и из сферы почвообразования. Такой замкнутый характер режима не только черноземов, но степных почв вообще, гарантирует их от выщелачивания на весьма длительный срок (при неменяющихся степных условиях почвообразования).

Степные почвы при достаточно влажном климате приобретают черноземные признаки не только потому, что в них имеются нисходящие токи воды, но еще и потому, что действие последних в отношении выноса кальция в их карбонатном горизонте сменяется действием восходящих токов. Если представить себе развитие степной почвы под травянистой растительностью при отсутствии восходящих токов в карбонатном горизонте (чего в природе не бывает) и при исключительном действии нисходящих токов воды, т. е. в чисто элювиальных условиях, то при больших запасах кальция в породе может быть и образовалась бы черноземная почва (в чем можно сомневаться, так как в этих условиях, повидимому, процесс накопления гумуса идет значительно медленнее, чем вынос кальция из сферы почвообразования), но время существования черноземной стадии этой почвы было бы коротким, так как углекислый кальций был бы скоро вынесен из сферы почвообразования, и чернозем стал бы деградировать.

Подобные условия мы можем часто наблюдать в природе в степных понижениях с плакорными условиями, преобладающее значение получают нисходящие токи. Восходящие токи, конечно, и здесь (при наличии травянистой растительности) существуют и бесспорно оказывают тормозящее влияние на выщелачивание.

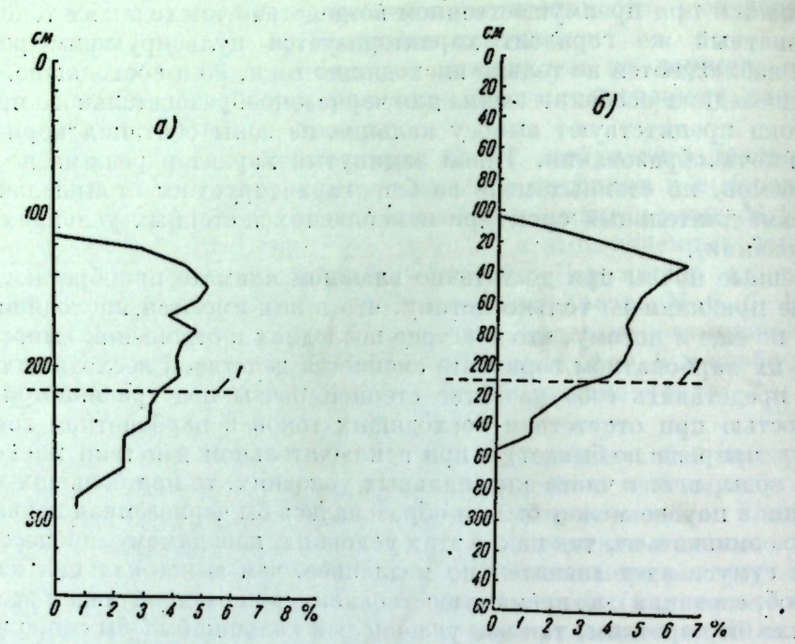
Таким образом, если бы черноземные почвы развивались под воздействием только нисходящих токов, черноземная стадия почвообразования была бы неустойчивой, быстро проходящей, а черноземные почвы в геологическом масштабе времени были бы образованиями эфемерными.

Наличие восходящих токов воды в карбонатных горизонтах степных почв создает в них своеобразный режим, при котором вынесенный из верхнего горизонта кальций, как и другие элементы, если они подвижны в этих условиях, имеет возможность вернуться в зону обитания корней. Своеобразие водного режима черноземных почв и связанный с ним характер миграции кальция делают черноземную стадию почвообразования в степных условиях устойчивой во времени. Поэтому, хотя для водного режима черноземов и характерно преобладание нисходящих токов во всем почвенном профиле, роль восходящих передвижений воды в карбонатном горизонте имеет также весьма важное значение.

При таком режиме содержание $CaCO_3$, постепенно убывая вниз в пределах карбонатного горизонта «типичных» черноземов, у нижней

границы почвенного профиля в случае бескарбонатной породы сходит на-нет.

В Стрелецкой степи нижняя граница почвенного профиля у «типичных» черноземов проходит на глубине 250 см. Если же порода карбонатна, то на некоторой глубине содержание карбонатов в ней обычно становится более или менее постоянным. На этой глубине мы и проводим нижнюю границу почвенного профиля. Последний случай представлен ямой № 1 (совхоз Миллерово, Ростовской обл.). Нижняя граница почвенного профиля проходит здесь на глубине 190—200 см.



Фиг. 3. Распределение CO_2 карбонатов. Чернозем выщелоченный, среднегумусный, тяжелосуглинистый на лёссовидном суглинке. Целинная степь, Курский заповедник:

а — разрез № 26; *б* — разрез № 33; *1* — граница между наносами.

По соотношению запасов углекислого кальция в почвенном профиле и в столбе породы можно судить о генезисе этой почвы. В исконно степном черноземе запас $CaCO_3$ в почве равен запасу его в породе. В черноземной почве, прошедшей луговую стадию, запас углесолей в почвенном профиле будет значительно большим, чем в соответствующем столбе породы. В разрезе № 2, который является черноземной почвой, прошедшей луговую стадию, запас углесолей в почвенном профиле превосходит запас их в породе в 32 раза, тогда как в почве № 1, которая является исконно степным черноземом, запасы карбонатов в почве и в породе почти одинаковы (порода—2159, почва—1887 г).

Таким образом, судя по распределению углесолей в профилях изученных почв и по соотношению запасов $CaCO_3$ в почве и в породе, мы можем сказать об этих почвах следующее.

Разрез № 2 — мощный «типичный» чернозем из Стрелецкой степи в прошлом прошел луговую стадию, но он никогда не был под лесом.

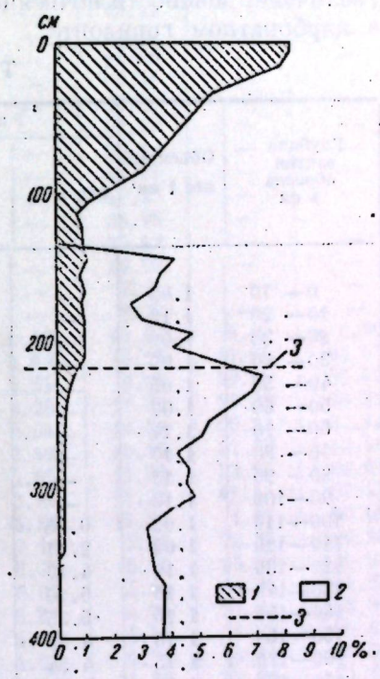
Разрез № 1 — «типичный» среднегумусный чернозем из совхоза Миллерово — почва исконно степная, ни под лесом, ни под лугом она никогда не была.

Разрезы № 26 и 33 — черноземы, выщелоченные под целинной степью, развиты на той же породе, что и разрез № 2. Запасы углесолей в карбонатных горизонтах этих почв превосходят запасы в породе во много раз. Запас $CaCO_3$ в карбонатном горизонте разреза № 2, выраженный в CaO, равен 954 г, в разрезе № 33 он равен 768 г, в разрезе 26—910 г (табл. 46, фиг. 3).

Таким образом, в почвенном профиле разреза № 26 карбонатов больше, чем в породе, в 30 раз, а в разрезе № 33 — в 25 раз. Обе эти почвы можно считать прошедшими луговую стадию и никогда не бывшими под лесом (признаки, говорящие о воздействии леса на почву, описываются ниже).

Распределение карбонатов в этих почвах несколько отличается от того, какое мы наблюдаем в черноземах «типичных». Здесь менее резко выражен пик верхнего максимума и уменьшение содержания карбонатов с глубиной идет более постепенно, кроме того (см. кривую распределения $CaCO_3$ в разр. № 33) можно усмотреть тенденцию к образованию второго максимума. Сезонные и годичные миграции в выщелоченных черноземах под степной растительностью интенсивно сказываются на верхних двух третях карбонатного горизонта, причем здесь нисходящие токи играют уже большую роль по отношению к восходящим, чем в «типичных» черноземах. Этим объясняется и более постепенное уменьшение карбонатов книзу.

Надо отметить, что выщелоченные черноземы под степной растительностью обладают большим размахом сезонных и годичных миграций углесолей (как показали наши наблюдения), и, хотя в этих почвах и наблюдается обычно между нижней границей гумусового горизонта и карбонатным горизонтом горизонт безгумусный и выщелоченный от карбонатов, все же в отдельные годы, когда за влажными годами следуют сухие, $CaCO_3$ поднимается в нижнюю часть гумусового горизонта.



Фиг. 4. Распределение гумуса и CO_2 карбонатов. Чернозем выщелоченный, среднегумусный, тяжело-суглинистый на лёссовидном суглинке. Дубовый лес, Курский заповедник, Петрин лес. Разрез № 16:

1 — гумус, *2* — CO_2 карбонатов; *3* — граница между наносами.

Только благодаря этой особенности в сезонной миграции кальция выщелоченные черноземы и могут сохранять черноземные признаки, не подвергаясь деградации. Выщелоченные черноземы под степной растительностью являются устойчивой во времени разновидностью черноземных почв, тогда как выщелоченные черноземы под лесом подвергаются прогрессивной деградации. Поэтому выщелоченные черноземы занимают большие площади вне леса, а в лесах встречаются редко.

Распределение углесолей в карбонатном горизонте выщелоченных черноземов под лесом совсем другое, чем под степью. Здесь ясно выражен на глубине 210—230 см второй максимум скопления углесолей. В Курском заповеднике он повторяется с большей правильностью в лесных черноземных почвах (табл. 47, фиг. 4).

В разрезе № 16 можно наблюдать самые первые изменения черноземных почв при поселении леса. Эти изменения являются, повидимому, первой стадией деградации черноземов под влиянием разреженных парковых лесов с густым травянистым покровом. Гумусовый горизонт этих почв вполне еще сохраняет черноземный облик как по структуре, так и по содержанию гумуса (в верхнем горизонте эти почвы богаче гумусом, чем степной «типичный» чернозем). Но запас гумуса в метре (0—100 см) гумусового горизонта уменьшился на 147 г по сравнению с разрезом № 2. Главные же изменения, которые можно усмотреть в этих почвах,— это увеличение мощности почвенного профиля и перераспределение углесолей в карбонатном горизонте.

ТАБЛИЦА 46

Глубина взятия образца в см	Объемный вес 1 см³	Разрез 33			Разрез 26		
		CO_2 в %	Запас карбон. в 1 см³, выраж. в CO_2	Запас карбон. в 1 см³, выраж. в CaO	CO_2 в %	Запас карбонатов в 1 дм³ в CO_2	Запас карбонатов в 1 дм³ в CaO
0— 10	1.05	—	—	—	—	—	—
10— 20	1.12	—	—	—	—	—	—
20— 30	1.09	—	—	—	—	—	—
30— 40	1.07	—	—	—	—	—	—
40— 50	1.05	—	—	—	—	—	—
50— 60	1.07	—	—	—	—	—	—
60— 70	1.14	—	—	—	—	—	—
70— 80	1.17	—	—	—	—	—	—
80— 90	1.17	—	—	—	—	—	—
90—100	1.13	—	—	—	—	—	—
100—110	1.02	0.05	0.05	0.6	—	—	—
110—120	1.02	2.51	25.6	32.6	0.19.	1.9	2.4
120—130	1.14	4.17	47.5	60.4	3.15	35.9	45.7
130—140	1.16	6.16	71.5	90.9	4.51	52.3	66.5
140—150	1.16	5.35	62.1	79.0	5.15	59.7	75.9
150—160	1.15	4.88	56.1	71.5	4.41	56.5	71.9
160—170	1.15	4.54	52.2	66.4	3.86	44.4	56.5
170—180	1.16	4.30	49.9	63.5	4.75	55.1	70.1
180—190	1.16	4.46	51.7	65.8	4.24	49.2	62.6
190—200	1.15	4.19	48.2	61.3	4.10	47.2	60.0
200—210	1.20	3.72	44.6	56.7	4.24	50.9	64.2
210—220	1.20	2.48	29.8	37.9	3.56	42.0	54.3
220—230	1.23	1.81*	22.3	28.4	3.24	39.7	50.7
230—240	1.33	1.14	15.2	19.3	3.24	43.1	54.8
240—250	1.33	1.14	15.2	19.3	2.35*	31.3	39.8
250—260	1.46	0.08	11.7	14.9	2.35	34.3	43.6
260—270	1.40	0.08	1.1	1.4	2.35*	32.9	41.8
270—280	1.44	0.08	1.2	1.5	1.54*	22.2	28.2
280—290	1.43	0.07	1,0	1.3	0.74*	10.6	13.5
290—300	1.31	0.07	0.9	1.1	0.74	17.2	21.9
300—310	1.30	0.07	0.9	1.1	—	—	—
Запас карбонатов во всем почвенном профиле		604 г	768 г	—	715 г	910 г	

Анализы проведены Ф. Т. Алехиным.

Надо учитывать, что поселение леса, даже разреженного, сильно меняет водный режим почв. Снег здесь не сдувается и тает медленнее,

* Средние из смежных образцов.

ТАБЛИЦА 47

Содержание и запас гумуса и карбонатной CO_2

Глубина взятия образца в см	Гигроскоп. H_2O	Объемный вес	Гумус по Кнопу	CO_2 карбонат.	Запасы 1 дм³ гумус	Запасы 1 дм³ CO_2 карбонат.	Запасы 1 дм³ карбонат. в CaO
0— 3	4.61	0.38	11.78	—	13.49	—	—
3— 10	4.77	0.93	8.32	—	54.17	—	—
10— 20	4.22	1.01	7.93	—	80.09	—	—
20— 30	4.07	1.01	6.57	—	66.36	—	—
30— 40	3.90	1.07	5.46	—	58.42	—	—
40— 50	3.76*	1.12	4.73*	—	52.98	—	—
50— 60	3.70*	1.10	4.73*	—	52.03	—	—
60— 70	3.62	1.04	4.00	—	41.60	—	—
70— 80	3.55	1.15	3.51	—	40.37	—	—
80— 90	3.65	1.22	3.19	—	38.99	—	—
90—100	3.49	1.15	2.21	—	25.42	—	—
100—110	3.02	1.13	1.23	—	13.90	—	—
110—120	3.83	1.20	0.77	—	9.24	—	—
120—130	3.92	1.15	0.85	—	9.78	—	—
130—140	4.02	1.06	0.95	0.43	10.07	4.56	5.80
140—150	3.29	1.25	1.06	4.08	13.25	51.00	64.87
150—160	3.43	1.12	0.88	3.54	9.86	39.65	50.43
160—170	4.02	1.17	1.01	3.28	11.82	38.38	48.82
170—180	4.13	1.15	0.92	2.54	10.58	29.21	37.15
180—190	4.06	1.10	0.99	2.89	10.89	31.79	40.44
190—200	3.14	1.16	0.98	4.65	11.37	53.94	68.61
200—210	2.71	1.14	1.02	3.96	11.73	45.14	57.42
210—220	1.91	1.28	0.90	5.56	11.52	71.17	90.53
220—230	1.09	1.37	0.60	7.18	8.22	98.37	125.13
230—240	1.32	1.40	0.44	6.79	6.16	95.06	120.92
240—250	1.63	1.35	0.37	6.07	5.99	81.94	104.23
250—260	1.51	1.53	—	5.31	4.74	81.24	103.34
260—270	1.89	1.44	0.31	4.95	4.46	71.28	90.67
270—280	1.94	1.52	—	4.22	4.71	64.14	81.59
280—290	1.49	1.41	—	4.56	4.37	64.30	81.79
290—300	1.67	1.50	0.25	4.46	3.75	66.90	85.10
300—310	1.56	1.51	0.28	4.78	4.23	72.18	91.81
310—320	2.12	1.45	0.26	3.82	3.77	55.39	70.46
320—330	1.71	1.43	0.29	3.08	4.15	44.04	56.02
330—350	1.94	1.43**	—	3.58	—	51.19	65.11
350—360	1.77	1.43**	—	3.47	—	49.62	63.12
360—370	1.94	1.43**	—	3.72	—	53.20	67.67
370—400	1.64	1.43**	—	3.69	—	52.77	67.12

В почвенном профиле (0—350 см) гумуса 1 261 г, карбонатов в CaO 1 604.
В столбе почвы сечением 1 дм² и высоте соответствующей почвенному профилю (3 метра) гумуса 1 567 г карбонатов в CaO 1 993 г.

и, кроме того, уменьшается потеря воды с поверхности за счет испарения и стока; поэтому промачивание почвы под лесом становится более глубоким. В результате глубокого промачивания почвенный профиль растягивается, и мощность его увеличивается по сравнению с типичными и выщелоченными степными черноземами примерно на 1 м.

* Среднее из смежных образцов. Объемный вес принят равным образцу 320—330 см.
** Анализы проведены Ф. Т. Алехиным.

В разрезе № 16 нижняя граница почвенного профиля проходит на глубине около 325 см от поверхности. Соответственно увеличивается и мощность карбонатного горизонта. Верхняя граница карбонатного горизонта разреза № 16, по сравнению с выщелоченными степными черноземами, понижена незначительно (на 10—20 см), но зато характер распределения углесолей здесь совсем иной. Древесные корни иссушают весь почвенный профиль более или менее равномерно.

Расход влаги с поверхности почвы и через десукцию травянистой растительностью в парковых лесах значительно меньше, чем в степи, поэтому разница в степени увлажнения гумусового и нижележащих горизонтов здесь не столь резка, а потому и условия для возникновения восходящих токов неблагоприятны.

В лесных выщелоченных и слабо деградированных почвах главная масса углесолей перемещается в среднюю, а иногда и в нижнюю часть карбонатного горизонта. Особенно отчетливо выделяется максимум в средней части карбонатного горизонта. Для курских лесных черноземных почв он приурочен к глубине 210—230 см (мы называем его лесной карбонатный пик).

Присутствие среднего лесного пика обнаружено нами в обеих исследованных нами лесных черноземных почвах Курского заповедника. Характер кривой распределения углесолей в почвенном профиле лесных почв значительно более сложен, чем под степной растительностью. В почве под лесом верхний максимум углесолей, приуроченный к верхней границе вскипания, для черноземов выщелоченных и слабо деградированных, повидимому, в той или иной мере всегда выражен. Между верхним пиком и средним максимальным лесным пиком на глубине 180—190 см наблюдается некоторое скопление карбонатов. Около нижней границы почвенного профиля также иногда образуется некоторое скопление углесолей. Образование таких нижних пиков в карбонатном горизонте обусловлено, по нашему мнению, преимущественно нисходящими токами воды, тогда как верхний максимум образуется, повидимому, благодаря восходящим токам. Восходящие токи поднимают углесоли к верхней границе вскипания, главным образом, с глубины верхнего минимума (180—190 см в разр. № 16). Углесоли же, ушедшие в глубину ниже первого минимума, повидимому, восходящими токами почти уже не возвращают $CaCO_3$ к верхней границе. С этих глубин, ниже 2 м, кальций может попасть в верхнюю часть почвенного профиля, только пройдя через растение.

В широколиственных сомкнутых лесах почвообразующие условия значительно более однородны в пространстве. Роль нисходящих токов воды здесь еще большая, чем в парковых лесах, так как в сомкнутых лесах возможность высыхания гумусового горизонта значительно меньшая, чем в разреженных лесах. На поверхности почвы лежит мертвая подстилка, нет густой сети корней, иссушающих гумусовый горизонт десукцией, а следовательно, и условий для восходящих токов воды в почве здесь еще меньше. Это не значит, конечно, что под сомкнутыми широколиственными лесами никогда не наблюдаются восходящие токи. Они могут наблюдаться в жаркие сухие годы, но их удельный вес на общем фоне водного режима этих почв не может быть велик.

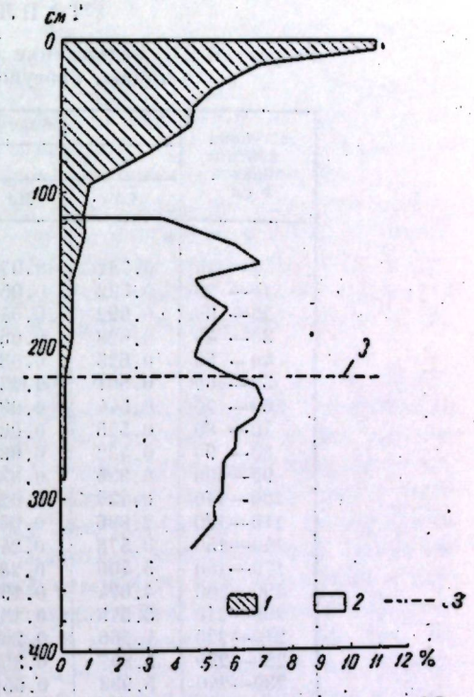
Хотя для сомкнутых широколиственных лесов мы не имеем еще достаточно материала, но надо полагать, что здесь углесоли иногда мигрируют меньше, чем в степях, в парковых лесах и в лесах северных,— кислых продуктов распада органических веществ здесь мало, а почвенный воздух менее богат CO_2, чем в степи. Правда, оборот кальция в системе почва—растение здесь значителен, но все же он меньше, чем передвижение кальция с почвенными растворами в виде углесолей. В сомкнутых широколиственных лесах, а иногда и в северных лесах с подзолистыми почвами, можно наблюдать высокое залегание карбонатов, а над ними хорошо сформированный подзолистый профиль. Такое сочетание может создаваться только в тех случаях, когда восходящие токи слабо выражены,— в этом случае и при сравнительно близком залегании от поверхности карбонаты непосредственного воздействия на верхние горизонты почвы не имеют.

Миграция кальция в верхние слои почвы через растение, видимо, недостаточна для того, чтобы поддерживать поглощающий комплекс гумусового горизонта в состоянии насыщения Са, так как черноземная почва под парковым лесом начинает терять гумус и запас его в верхнем метре сокращается почти на одну четверть по сравнению с мощным «типичным» черноземом, общий же габитус гумусового горизонта черноземной почвы еще вполне сохраняется.

Кривая распределения углесолей в разрезе № 16, видимо, является особенно характерной для лесной почвы с начальными признаками деградации.

Разрез № 27 хотя и имеет отчетливые черты влияния леса, но здесь они не так резко подчеркнуты (табл. 48, 49, 50, 51; фиг. 5).

Анализ кривых распределения карбонатов в черноземных почвах под разреженными парковыми лесами с травянистым покровом показывает, что здесь нисходящие токи начинают играть преобладающую роль и захватывают значительно большую толщу почвы, чем в почвах степных. Карбонаты обладают здесь большой подвижностью, как и в почвах под степной растительностью. $CaCO_3$ начинает все больше и больше перемещаться в среднюю и нижнюю часть карбонатного горизонта. Перераспределение углесолей в карбонатном горизонте этих почв может происходить и, как мы видим в разрезе № 16, действительно происходит, еще до потери в гумусовом горизонте характерных черт черноземной почвы.



Фиг. 5. Распределение гумуса и CO_2 карбонатов. Чернозем слабо деградированный, тяжелосуглинистый на лёссовидном суглинке. Дубовый лес. Курский заповедник Дубрашина. Разрез № 27:

1 — гумус, *2* — CO_2 карбонатов. *3* — граница между наносами

Интересно отметить, что в разрезе № 27, который, судя по характеру верхней части профиля, более изменен лесом, яснее заметна присыпка SiO_2. По валовым анализам в нем обнаруживается также некоторое передвижение полуторных окислов; запас гумуса в почвенном профиле на 60 т меньше, чем в почве № 16, но перераспределение карбонатов значительно менее четко выражено, чем в последнем. Это происходит, повидимому, оттого, что почва № 16 развита под дубовыми деревьями, не сомкнутыми с покровом из густой травы. Разрез № 27 расположен в значительно

более сомкнутом насаждении. Покров здесь представлен редкой снытью и мертвой подстилкой из дубовых листьев.

Мы не располагаем достаточным сравнительным материалом для изучения почвообразовательного процесса в сомкнутых широколиственных лесах и в лесах разреженных с густым травянистым покровом, но морфологические отличия почв, которые нам пришлось видеть в отдельных почвенных разрезах, и данные наблюдений над сезонными и годичными миграциями углесолей на лесной поляне и среди деревьев показывают, что условия почвообразования в этих типах леса различны.

ТАБЛИЦА 48

Разрез № 27. Содержание обменных оснований на 100 г почвы, просушенной при t 105° С

Глубина взятия образца в см	Обменные основания				Сумма обменных Ca и Mg в м-экв.
	в %		в м-экв.		
	Ca	Mg	Ca	Mg	
0— 10	0.782	0.073	39.1	6.0	45.1
10— 20	0.532	0.054	26.6	4.5	31.1
20— 30	0.692	0.041	34.6	3.4	38.0
30— 40	0.628	0.050	31.4	4.1	35.5
40— 50	0.623	0.037	31.1	3.1	34.2
50— 60	0.561	0.030	28.0	2.5	30.5
60— 70	0.544	0.032	27.2	2.7	29.9
70— 80	0.525	0.038	26.2	3.2	29.4
80— 90	0.432	0.035	21.6	2.9	24.5
90—100	0.336	0.033	16.8	2.7	19.5
100—110	0.430	0.023	21.5	1.9	23.4
110—120	2.836	0.061	—	—	—
140—150	3.578	0.242	—	—	—
170—180	5.400	0.282	—	—	—
190—200	4.674	0.190	—	—	—
200—210	5.545	0.132	—	—	—
210—220	4.766	0.206	—	—	—
220—230	5.807	0.358	—	—	—
230—240	5.933	0.650	—	—	—
250—260	5.568	0.425	—	—	—
280—290	4.599	0.690	—	—	—
310—320	4.437	0.677	—	—	—
330—340	4.163	0.433	—	—	—

В карбонатном горизонте от 110 см книзу даны цифры обменного и карбонатного Ca и Mg вместе.

Анализы проведены Е. А. Афанасьевой.

Прежде всего надо отметить в лесах паркового характера большую пестроту почвенного покрова. В особенности это относится к распределению и запасам углесолей в почвах, непосредственно лежащих под деревьями и на лесных полянах, покрытых густым травянистым покровом. Под деревьями отдельные участки почвы нацело отмыты от $CaCO_3$, иногда до глубины 4—5 м, тогда как на лесных полянах, характеризующихся большим размахом сезонных и годичных миграций углесолей, в отдельные годы к концу лета карбонаты поднимаются высоко в гумусовый горизонт. Кроме того, черноземные почвы лесных полян иногда отличаются большим запасом гумуса — запас гумуса в них больше, чем в почвах степных.

Таким образом, если после вырубки разреженного дубового или березового леса почва покрывается степной растительностью или засевается сельскохозяйственными культурами, то такие пространства будут характеризоваться большой пестротой почвенного покрова, причем и проградация почв в различных точках с разным распределением углесолей в почвенном профиле пойдет различно.

Под лесом при глубоком стоянии грунтовых вод (порядка десяти и больше метров) сквозного выноса карбонатов не наблюдается. Углесоли опускаются в нижнюю или среднюю часть профиля и почвенный профиль растягивается до 3—4 м; ниже этой глубины порода остается бескарбонатной, если она была таковой (см. разр. № 4 и 7).

Что же произойдет с карбонатами, если под лесом они имели распределение, подобное тому, какое наблюдается в разрезах № 16 и 27, и если лес будет сведен, а на его месте появится степь? Ясно, что в результате смены лесной растительности на травянистую изменится водный режим. Уменьшится глубина сезонного промачивания, средний максимальный пик накопления углесолей, характерный для лесных черноземных почв, останется ниже действия атмосферных вод, ежегодно промачивающих степную почву. Средняя часть карбонатного горизонта лесных черноземных почв, расположенная на глубине 210—230 см от поверхности, и особенно нижняя часть профиля, при степном водном режиме окажется в значительной степени выключенной из сферы почвообразования и законсервируется.

Судя по лесным планам Екатерининской эпохи, участок степи, на которой расположена яма (разрез №4, Казацкая степь, Курский заповедник), во второй половине XVIII в. находился под лесом. Эту почву уже по морфологическим признакам мы отнесли к черноземам проградированным, так как в ней углесоли далеко заходят в нижнюю часть гумусового горизонта, но вместе с тем общий характер распределения их по профилю не оставляет сомнений в том, что она испытала действие леса. Здесь отчетливо сохранился лесной карбонатный максимум, приуроченный к глубине 210—220 см, а в результате последующего степного режима сформировался ясно выраженный верхний степной максимум (табл. 52, фиг. 6).

К сожалению для разреза № 4 нет определений содержания гумуса. Можно только предположить, что в почвах из-под леса, которые переходят к степному режиму со стадии слабо деградированного чернозема, общий запас гумуса в почвенном профиле может быть даже большим, чем в почве степной.

В заключение рассмотрим распределение углесолей в разрезе слабо деградированного чернозема (разр. № 7), прошедшего сложную историю развития.

Эта почва, видимо, длительное время находилась под лесом и была значительно более деградированной, чем почва разрезов № 16 и 27. В результате деградации у нее сильно растянулся гумусовый горизонт — до 160 см. Примерно до этой же глубины были опущены и карбонаты, верхняя граница их распространения, повидимому, близко подходила к лесному пику, находящемуся здесь на глубине 170—100 см. Затем лесной режим этой почвы сменился степным, карбонаты поднялись, и произошли соответствующие изменения в гумусовом горизонте как в отношении состава гумуса, так и его запаса. Сейчас на этой почве снова растет дубовый лес, но, судя по морфологии почвенного профиля, не очень давно.

Интересно отметить, что запас гумуса в этой почве во всем почвенном профиле очень близок к таковому в степном «типичном» черноземе, хотя

ТАБЛИЦА 49

Разрез № 27. Содержание и запас гумуса и карбонатный CO_2

Глубина взятия образца в см	Гигроск. H_2O	Объемный вес	Гумус по Кнопу	CO_2 карбонат.	Запас в 1 $дм^2$			MgO	Обменный		Необменный		Валовой	
					Гумус	CO_2 карбонат.	Карбонаты, выражен. в CaO		CaO	MgO	CaO	MgO	CaO	MgO
0— 10	4.14	0.91	10.73	—	97.64	—	—	—	10.0	1.0	2.8	1.5	12.8	2.5
10— 20	3.84	0.91	6.69	—	60.88	—	—	—	7.0	0.8	2.3*	1.4*	9.3	2.2
20— 30	3.71	0.95	5.67	—	53.85	—	—	—	9.2	0.6	2.3	1.4	11.5	2.0
30— 40	3.64	0.92	4.89	—	44.99	—	—	—	8.0	0.8	2.6*	1.6*	10.6	2.4
40— 50	3.35	0.93	4.47	—	41.57	—	—	—	8.1	0.6	2.7	1.8	10.8	2.4
50— 60	3.42	1.01	4.39	—	44.34	—	—	—	7.9	0.5	2.6*	1.7*	10.5	2.2
60— 70	3.29	1.03	3.51	—	36.15	—	—	—	7.8	0.6	2.6	1.6	10.4	2.2
70— 80	3.42	1.03	2.81	—	28.94	—	—	—	7.6	0.6	2.6*	1.6*	10.2	2.2
80— 90	3.00	1.13	1.77	—	20.00	—	—	—	6.2	0.7	2.8*	1.7*	9.6	2.4
90—100	2.52	1.04	0.97	—	10.09	—	—	—	4.9	0.6	3.0*	1.8*	7.9	2.4
100—110	2.58	1.05	0.89	—	9.34	—	—	—	6.3	0.4	3.0	1.8	9.3	2.2
110—120	2.41	1.03	0.80	3.42	8.24	35.2	44.77	—	7.3	—	3.2	2.1	10.5	47.5
120—130	2.68	1.02	0.81	4.76*	8.26	48.6	61.82	—	7.3*	—	3.2*	2.1*	—	—
130—140	2.19	1.01	0.68	6.10	6.87	61.6	78.36	—	7.3*	—	3.2*	1.6*	—	—
140—150	—	1.03	—	6.89	5.87	71.0	90.31	—	7.0	—	1.1	1.6	—	—
150—160	2.52	1.10	0.47	4.59	5.17	50.5	64.24	—	7.0*	—	1.1*	1.6*	—	—
160—170	—	1.03	—	4.95	4.63	53.9	68.54	—	10.0*	—	2.0*	1.7*	—	—
170—180	2.94	1.19	0.43	5.76	5.12	68.5	84.13	—	10.0	—	2.0	1.7	—	—
180—190	—	1.12	—	5.24	4.48	58.7	74.67	—	2.2*	—	1.5*	1.7*	—	—
190—200	2.70	1.11	0.38	4.80	4.22	53.3	67.80	—	8.5	—	1.0	1.7	—	—
200—210	—	1.15	—	4.61	3.33	53.1	67.54	—	8.2	—	0.7	1.5	—	—
210—220	1.53	1.24	0.21	5.47	2.60	67.8	86.24	—	1.6	0.6	1.8	1.4	—	—
220—230	—	1.28	—	6.71	2.56	85.9	109.26	—	3.2	—	3.1	1.2	—	—
230—240	1.56	1.28	0.19	6.97	2.43	89.2	113.46	—	10.7	—	1.2	1.1	—	—
240—250	—	1.32	—	6.72	2.38	88.7	112.83	—	11.8*	—	1.2*	1.1*	—	—
250—260	1.32	1.34	0.18	6.08	2.41	81.5	103.67	—	12.99	—	1.2	1.2	—	—
260—270	—	1.37	—	6.08*	2.47	83.3	105.96	—	12.99*	—	1.2*	1.2*	—	—
270—280	—	1.35	—	5.65*	2.70	76.3	97.05	—	10.05*	—	0.8*	2.7*	—	—
280—290	—	1.34	—	5.65	2.68	75.7	96.29	—	10.05	—	0.8	2.7	—	—
290—300	—	1.41	0.18	5.65*	2.54	79.7	101.38	—	30.05*	—	0.8*	2.7*	—	—
300—310	—	1.41*	—	5.31*	2.54	74.9	95.27	—	12.97*	—	0.6*	1.4*	—	—
310—320	—	1.41*	—	5.31	2.54	74.9	95.27	—	12.97	—	0.6	1.4	—	—
320—330	—	1.41*	—	4.90	2.54	69.1	87.89	—	13.8*	—	0.6*	1.4*	—	—
330—340	—	1.41*	—	4.49	—	63.3	80.52	—	14.66	—	0.6	1.4	—	—

* Анализы проведены Е. А. Афанасьевой. Среднее из двух смежных слоев.

ТАБЛИЦА 50

Разрез № 27. Валовые анализы на абсолютно-сухую навеску почвы в %

Глубина в см	Потеря при прокаливании	SiO_2	TiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	P_2O_5	Сумма R_2O_3	MnO	CaO	MgO	H_2O	Na_2O	SO_3	Гигроск. К	Сумма
0— 10	15.19	63.64	0.65	3.35	9.70	0.23	13.93	0.10	—	1.47	1.78	0.84	0.11	4.82	100.72
20— 30	8.64	68.20	0.77	3.54	11.31	0.15	15.77	0.08	—	1.46	1.61	0.80	0.19	4.30	99.98
40— 50	7.93	69.94	0.70	3.78	10.30	0.13	14.78	0.08	—	1.79	1.53	0.90	0.14	4.24	100.71
60— 70	5.69	71.04	0.73	3.93	11.13	0.12	15.91	0.07	—	1.67	1.72	0.87	0.19	3.68	100.58
100—110	3.71	72.54	0.78	3.19	11.70	0.12	15.79	0.07	—	1.65	1.78	0.87	0.11	3.56	99.83
110—120	7.22	65.86	0.71	3.70	10.89	0.11	16.20	0.07	7.72	1.89	1.60	0.86	0.09	3.36	100.72
140—150	9.40	61.87	0.80	3.50	10.94	0.12	15.36	0,06	9.84	1.69	1.59	0.90	0.19	2.92	100.81
170—180	9.04	62.17	0.67	3.84	11.49	0.06	16.06	0.07	8.95	1.69	1.52	0.85	0.20	3.27	100.55
190—200	9.05	63.00	0.75	3.91	11.56	0.10	16.32	0.07	7.32	1.59	1.72	1.04	0.23	3.63	100.79
200—210	9.07	65.57	0.67	3.31	11.39	0.05	15.42	0.05	5.89	1.34	1.41	0.82	0.23	3.41	100.85
210—220	8.74	66.92	0.84	3.14	8.81	0.07	12.86	0.05	7.88	1.28	1.66	0.80	0.30	2.87	100.49
220—230	9.02	66.98	0.65	2.96	7.00	0.08	10.69	0.05	10.15	1.38	1.50	0.64	0.40	1.83	100.81
230—240	9.06	68.14	0.48	2.59	7.39	0.05	10.51	0.06	9.10	1.79	1.59	0.49	0.11	1.61	100.85
250—260	8.33	68.60	0.49	2.67	7.43	0.06	10.65	0.05	8.54	1.45	1.64	0.50	0.10	1.90	100.87
280—290	7.39	71.12	0.59	2.84	7.56	0.06	10.96	0.06	6.93	1.88	1.64	0.52	0.13	1.69	100.63
310—320	7.48	71.59	0.52	2.83	7.69	0.06	11.10	0.05	6.55	1.98	1.57	0.46	0.08	1.79	100.86
330—340	6.48	72.86	0.55	2.77	8.39	0.04	11.75	0.05	5.90	0,71	1.54	0.48	0.13	1.99	99.90

Анализы произведены Л. Е. Новоросовой.

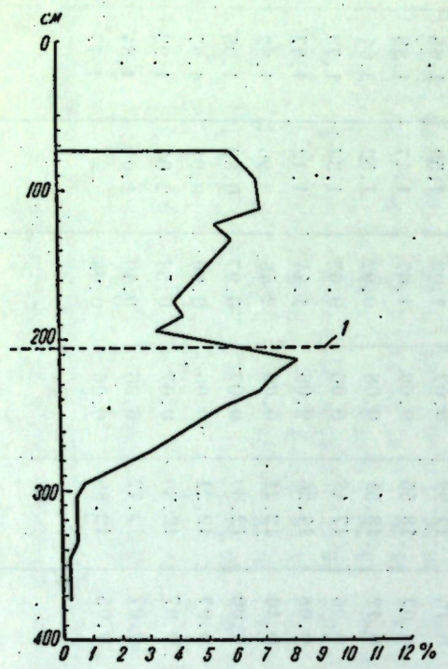
ТАБЛИЦА 51

Разрез № 27. Валовой химический состав, пересчитанный на минеральную массу, лишенную карбонатных и обменных Ca и Mg.

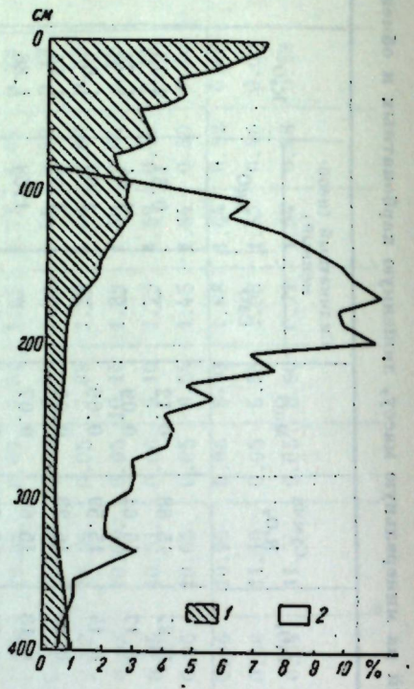
Глубина взятия в см	SiO_2	TiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	P_2O_5	Сумма R_2O_3	MnO	Силикатный (необменный)		K_2O	Na_2O	SO_3
								CaO	MgO			
0—10	76.13	0.78	4.01	11.60	0.27	15.88	0.12	—	0.61	2.13	1.00	0.13
20—30	75.50	0.85	3.92	12.52	0.17	16.61	0.09	—	1.54	1.78	0.89	0.21
40—50	76.72	0.77	4.15	11.30	0.14	15.59	0.09	—	1.90	1.68	0.99	0.15
60—70	75.94	0.78	4.20	11.90	0.13	16.23	0.07	—	1.73	1.84	0.93	0.20
100—110	75.80	0.82	3.33	12.23	0.13	15.69	0.07	—	1.68	1.86	0.91	0.11
110—120	75.08	0.81	4.22	12.41	0.13	16.76	0.08	3.11	2.04	1.82	0.98	0.10
140—150	76.16	0.98	4.31	13.47	0.15	17.92	0.07	1.03	1.59	1.85	1.11	0.23
170—180	74.91	0.81	4.63	13.85	0.07	18.55	0.08	1.67	1.47	1.83	1.02	0.24
190—200	74.91	0.89	4.65	13.74	0.12	18.51	0.08	0.92	1.52	2.04	1.24	0.27
200—210	77.70	0.79	3.92	13.59	0.06	17.48	0.06	0.63	1.33	1.73	0.97	0.27
210—220	79.43	1.00	3.73	10.45	0.08	14.26	0.06	1.44	1.12	1.97	0.95	0.36
220—230	81.45	0.79	3.60	8.51	0.10	12.21	0.06	2.46	0.96	1.82	0.78	0.49
230—240	83.54	0.59	3.18	9.06	0.06	12.30	0.07	0.97	0.82	1.95	0.60	0.13
250—260	83.66	0.59	3.21	8.93	0.07	12.21	0.06	0.90	0.91	1.97	0.60	0.12
280—290	83.64	0.59	3.34	8.89	0.07	12.30	0.07	0.58	2.04	1.93	0.61	0.15
310—320	84.05	0.61	3.32	9.03	0.07	12.42	0.06	0.40	1.01	1.84	0.54	0.09
330—340	83.79	0.63	3.18	9.65	0.05	12.88	0.06	0.08	—	1.77	0.55	0.15

характер распределения гумуса по профилю сильно отличается от степного (табл. 53, 54, 55, 56, фиг. 7).

Таким образом, изучение распределения карбонатов в почвах южной лесостепи и сопоставление профиля их с другими признаками, прежде всего с распределением и общим запасом гумуса, позволяет сделать ряд важных заключений по истории развития черноземных почв.



Фиг. 6. Распределение CO_2 карбонатов. Чернозем проградированный, тяжело-суглинистый на тяжело лёссовидном суглинке. Разрез № 4:
1 — граница между наносами



Фиг. 7. Распределение гумуса и CO_2 карбонатов в слабо деградированном черноземе. Курский заповедник, лес Дубрашина. Разрез № 7:
1 — гумус; *2* — CO_2 карбонатов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги нашим исследованиям почв Стрелецкой степи, мы можем сформулировать ряд положений.

1. Лёссовидные суглинки, покрывающие водораздельные пространства территории Центральночерноземного заповедника и являющиеся почвообразующей породой в этом районе, отложились из вод ледника Днепровского оледенения.

2. Обогащение лёссовидных суглинков углекислыми солями произошло из грунтовых вод в период их высокого стояния, а не только за счет освобождения Ca из первичных минералов при выветривании породы на месте.

3. Выветривание лёссовидных пород на месте идет по сиаллитному типу и приводит к потере оснований и к ослабленному выносу кремнезема, освобождающегося при выветривании.

4. При процессе черноземообразования протекает интенсивное глинообразование, особенно резко выраженное в гумусовом горизонте. Глинные минералы в черноземных почвах являются устойчивыми и никаких заметных перемещений по профилю не обнаруживают.

ТАБЛИЦА 52

Разрез № 4. Распределение и запас карбонатов

Глубина взятия образца в см	Гигроскоп. H_2O	Объемн. вес 1 дм³	CO_2 К карб.	Запас карбонатов в дц²	
				в CO_2	CaO
0— 10	—	—	—	—	—
10— 20	—	—	—	—	—
20— 30	—	—	—	—	—
30— 40	—	—	—	—	—
40— 50	—	—	—	—	—
50— 60	—	—	—	—	—
60— 70	—	—	—	—	—
73— 78	2.45	1.15	5.89	67.7	86.1
80— 90	2.28*	1.15*	6.32*	72.7*	92.5
93— 98	2.12	1.15	6.76	77.7	98.8
100—110	2.23*	1.17*	6.83*	79.9*	101.6
113—118	2.34	1.20	6.90	82.8	105.3
123—128	2.69	1.15	5.39	62.0	78.9
133—138	2.25	1.06	5.91	62.6	79.6
140—150	2.38	1.25	5.34	66.7	84.8
150—160	2.94	1.12	3.69	41.3	52.5
160—170	3.34	1.17	4.20	49.1	62,4
173—178	3.12	1.15	3.93	45.2	57.5
180—190	2.95	1.10	4.28	47.1	59.9
193—198	3.11	1.16	3.31	38.4	48.8
200—210	2.33	1.14	5.73	65.5	83.1
210—220	1.56	1.28	8.05	103.0	131.0
220—230	1.52	1.37	7.29	99.9	127.1
230—240	1.44	1.40	6.84	95.8	121.9
240—250	1.46	1.35	5.55	74.9	95.3
250—260*	1.59*	1.43*	5.55*	79.4*	101.0
260—270*	1.59*	1.43*	2.97*	42.5*	54.1
270—280	1.73	1.52	2.97	45.1	57.4
280—290*	1.80	1.45	0.74	10.6	13.5
290—300	1.80	1.45	0.74	10.6	13.5
300—310	1.83	1.51	0.43	7.4	9,4
310—320*	1.69*	1.47*	0.48*	7.1*	9.0
320—330	1.56	1.43	0.48	6.9	8.8
330—340	2.02	1.43	0.47	6.7	8.5
340—350	1.64	1.43	0.25	3.6	4.6
350—360	1.71	1.43	0.26	3.7	4.7
360—370	1.76*	1.43	0.26*	3.7*	4.7
370—380	1.81	1.43	0.27	3.9	5.0

Запас карбонатов в почвенном профиле (0—300 см) . 1807 г.
Запас карбонатов в 3 м породы . . . . . 194 г.

5. Если черноземные почвы развиваются на кислых породах, богатых щелочными полевыми шпатами, то в результате черноземообразования в почвах образуется аморфная кремнекислота и вторичный кварц.

6. Мощные «типичные» и выщелоченные черноземы Стрелецкой степи, развитые в плакорных условиях на водораздельных пространствах, в прошлом пережили луговую стадию, которую сменили степные условия.

7. Если бы степным условиям почвообразования этих почв не предшествовала луговая стадия, способствовавшая обогащению их углесолями, то такие черноземные почвы с присущим им химическим составом не могли образоваться, несмотря на благоприятные климатические условия. Это положение подтверждается тем, что в бескарбонатной части их материнских

* Анализы проведены Ф. Т. Алехиным. Средние из смежных образцов.

ТАБЛИЦА 53

Разрез № 7. Обменные основания в слабо деградированном горизонте под лесом на 100 г почвы, высушенной при t 105° С.

Глубина в см	Обменные в %		Обменные м-экв		Сумма обменных Ca + Mg	Содержание фракции <0.0002 в %	Степень накопления обменного Ca	Степень накопления обменного Ca	Степень накопления обменного Mg
	Ca	Mg	Ca	Mg					
0—10	0.598	0.068	29.65	5.59	35.24	17.80	+25*	+201**	+41
10—20	0.003	0.068	30.15	5.59	35.74	22.80	+27	+206	+41
30—40	0.518	0.049	25,90	4.03	29.93		+ 9	+163	+17
40—50	0.480	0.049	24.00	4.03	28.03		+ 1	+143	+17
50—70	0.483	0.046	24.15	3.78	27.93		+ 2	+145	+14
70—80	0.460	0.040	23.00	3.29	26.29		+ 3	+133	+12
80—90	0.48	0.060	24.00	4.93	28.93		+ 1	+143	+17
100—110	0.29	0.06	14.50	4.93	19.48		—39	+ 47	+17
110—120	0.79	0.06	39.50	4.93	44.43		+67	+301	+17
130—140	0.79	0.06	39.50	4.93	44.48		+67	+301	+17
160—170	0.84	0.06	42.00	4.93	46,93		+77	+326	+17
200—210	0.33	0.06	16.50	4.93	21.43		—30	+ 67	+17
210—220	0.46	0.06	23.00	4.93	27.93		+ 3	+133	+17
250—260	0.59	0.06	29.50	4.93	34.43		+24	+199	+17
290—300	0.46	0.06	23.00	4.93	27.93				
300—310	0.48	0.06	24.00	4.93	28.93				
330—340	0.47	0.06	23.50	4.93	28.43				
350—370	0.41	0.06	20.50	4.93	26.43				
400—410	0.55	0.06	27.50	4.93	32.43				

Для породы принято обменныйCa = = 9.86, как в разр. № 2

Содержание обменного Mg в породе принято=3.95 м, как в разрезе № 2

* Содержание Ca в материнской породе принято равным 23.7 м-экв. Это среднее из 5 определений в нижних слоях разреза № 7.

** Для этого пересчета содержание Ca и Mg в материнской породе принято равным для Ca 9.86 м-экв.

Для Mg — 3.95 м-экв. Эти цифры являются средними из 10 послойных определений лёссовидного суглинка, подстилающего почвенный профиль разреза № 2, глуб. 260—360 см. Брать эту цифру, как исходную величину, характеризующую обменный Ca для первоначальной материнской породы, мы считаем более правильным.

Анализы произведены Е. И. Афанасьевой.

пород — лёссовидных суглинков — запас кальция так мал, что его не хватило бы не только для образования черноземной почвы с данными запасами $CaCO_3$ в карбонатном горизонте (подобном разр. № 2, 33, 26, 16, 27, 4), но и для насыщения кальцием гумусового горизонта этих почв.

8. В черноземных почвах «исконно» степных отношение запаса углесолей в почвенном профиле к запасу углесолей в таком же столбе породы должно быть близко к единице.

В почвах, черноземной стадии которой предшествовала луговая стадия, запас $CaCO_3$ в почвенном профиле значительно больше, чем в столбе породы, равном профилю[1].

В природе не всегда имеются условия для сохранения запасов кальция, накопленных в луговую стадию почвообразования. Это происходит только тогда, когда луговую стадию сменяет степной режим. Если же при близком стоянии грунтовых вод поселяется лес, то почва может быть нацело отмыта

[1] Метод сопоставления запасов кальция в почве и в породе для генетических выводов можно применять только для почв плакорных, расположенных на повышенных равнинных участках, где исключены возможности смыва и намыва. Для почв, развитых на склонах, применять этот метод нельзя.

ТАБЛИЦА 54

Разрез № 7. Валовой химический состав слабо деградированного чернозема под лесом на 100 г абсолютно сухой почвы

Глубина образца в см	Гигроскопическая H_2O	Потери при прокаливании	SiO_2	TiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	P_2O_5	Сумма R_2O_3	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	SO_3
0— 10	4.164	9.803	70.021	0.809	4.254	8.976	0.233	14.272	0.085	1.324	0.465	2.212	0.922	0.224
10— 40	4.159	7.369	70.865	0.421	5.119	9.577	0.188	15.305	0.077	1.269	0.993	2.799	0.963	0.252
50— 60	3.932	5.968	72.895	0.369	5.176	9.745	0.188	15.481	0.119	1.059	1.031	2.32	0.997	0.363
80— 90	3.972	5.068	73.142	0.755	4.988	9.939	0.187	15.869	0.092	1.465	1.304	2.413	1.043	0.283
100—110	3.764	7.952	67.693	0.676	4.491	9.365	0.155	14.677	0.071	5.176	1.066	2.489	1.120	0.309
110—120	3.763	7.977	58.029	0.415	5.589	8.32	0.223	14.554	0.052	4.648	1.101	3.019	1.172	0.407
130—140	3.656	8.731	56.42	0.571	4.285	9.476	0.100	10.522	0.088	6.212	1.165	1.760	0.479	0.100
160—170	3.632	9.184	64.319	0.497	4.723	9.459	0.424	14.803	0.075	6.246	1.073	1.535	0.547	0.215
200—210	4.397	6.735	67.077	3.551*	5.321	10.242	0.152	16.266	0.093	4.570	1.477	1.759	0.503	0.279
250—260	1.846	7.715	71.393	0.605	4.697	9.329	0.159	14.631	0.104	3.415	0.985	1.891	0.270	0.113
290—300	3.309	4.263	74.157	0.725	4.207	9.971	0.131	15.036	0.079	2.454	0.574	1.691	0.54	0.092
330—340	3.529	4.699	73.86	0.409	4.407	9.813	0.078	14.669	0.178	2.648	1.003	1.913	0.276	0.062
360—370	3.667	4.146	75.200	0.594	4.901	10.277	0.061	15.833	0.233	1.406	0.959	1.548	0.194	0.026
400—410	3.802	4.177	74.518	0.823	4.357	9.795	0.173	15.475	0.106	1.266	0.831	1.539	0.434	0.311

Анализы проведены Ф. Т. Алехиным.

* Эта цифра TiO_2 не определялась, а взята средняя из двух соседних выше- и нижележащих горизонтов.

ТАБЛИЦА 55

Разрез № 7. Валовые анализы, пересчитанные на безгумусную и бескарбонатную, лишенную поглощенных CaO и MgO, массу почвы

Глубина взятия образца в см	SiO_2	Сумма K_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	P_2O_5	MnO	Силикат (необменный) CaO	Силикат (необменный) MgO	Na_2O	K_2O	SO_3
0— 10	78.48	15.09	0.906	4.766	10.06	0.261	0.095	0.553	0.396	1.082	2.478	0.318
30— 40	77.12	16.65	0.453	5.571	10.42	0.205	0.084	0.593	0.992	1.048	3.046	0.274
50— 60	78.16	16.20	0.395	5.549	10.45	0.202	0.127	0.411	1.022	1.069	2.495	0.389
80— 90	78.12	16.88	0.583	5.406	10.57	0.199	0.098	0.686	1.281	1.109	2.566	0.301
100—110	77.07	16.71	0.770	5.102	10.65	0.400	0.081	1.281	1.028	1.275	2.834	0.352
110—120	77.76	16.15	0.474	6.388	9.51	0.255	0.059	0.341	1.052	1.340	3.450	0.465
130—140	77.89	17.02	0.669	5.022	11.14	0.187	0.103	0.633	1.025	0.561	2.062	0.176
160—170	70.20	17.54	0.589	5.306	11.50	0.147	0.089	0.197	0.845	0.648	1.818	0.255
200—210	75.36	18.27	0.634*	5.978	11.49	0.171	0.104	0.584	1.423	0.565	1.976	0.313
250—260	80.21	16.44	0.679	5.277	10.31	0.178	0.118	0.174	0.972	0.303	2.024	0.126
290—300	79.40	16.12	0.778	4.504	10.70	0.140	0.084	0.239	0.507	0.533	1.810	0.098
330—340	79.60	15.83	0.565	4.749	10.59	0.064	0.192	0.289	1.053	0.297	2.081	0.056
360—370	79.48	16.78	0.628	5.178	10.86	0.064	0.246	0.281	0.898	0.205	1.636	0.029
400—410	78.70	16.34	0.869	5.129	10.17	0.173	0.111	0.239	0.772	0.453	1.678	0.323

* Эта цифра TiO_2 не определена, а взята средняя из выше, и нижележащих горизонтов.

от карбонатов. Но при этом должны произойти другие изменения в силикатной части профиля почв.

9. Водный режим черноземных почв и связанный с ним характер сезонных и годичных миграций $CaCO_3$ в различных разновидностях черноземов обусловливает и характер распределения углесолей в их карбонатных горизонтах.

10. Водный режим «типичных» черноземов слагается из следующих моментов. В осенне-зимне-весенний период почвы промачиваются атмосферными водами до некоторой глубины (2—4 м по Г. Н. Высоцкому). При этом какие-то незначительные количества воды в виде паров могут уходить и глубже. Часть воды в карбонатном горизонте перехватывается корнями растений.

В летние месяцы из нижней части почвенного профиля к гумусовому горизонту идут восходящие токи воды.

ТАБЛИЦА 56

Разрез № 7. Различные формы кальция и магния в слабодеградированном черноземе на 100 г почвы, просушенной при t 105°С

Глубина взятия образца в см	CaO валов. в %	CaO карбонат. в %	CaO обмен. в %	CaO необмен. в %	MgO валов. в %	MgO карб. в %	MgO обмен. в %	MgO необмен. в %
0— 10	1.324	—	0.330	0.494	0.465	—	0.112	0.353
30— 40	1.269	—	0.724	0.545	0.993	—	0.081	0.912
50— 60	1.059	—	0.676	0.383	1.031	—	0.077	0.954
80— 90	1.465	0.18	0.670	0.645	1.104	—	0.100	1.204
100—110	5.176	3.64	0.41	1.126	1.066	0.07	0.100	0.896
110—120	4.648	3.24	1.11	0.196	1.101	0.08	0.100	0.921
130—140	6.210	4.56	1.11	0.540	1.155	0.18	0.100	0.875
160—170	6.246	5.86	0.22	0.166	1.073	0.26	0.100	0.713
200—210	4.570	3.59	0.46	0.520	1.477	0.11	0.100	1.267
250—260	3.315	2.94	0.82	0.155	0.985	0.02	0.100	0.865
290—300	2.454	1.58	0.65	0.224	0.574	—	0.100	0.474
330—340	2.648	1.72	0.66	0.268	1.003	0.02	0.100	0.983
360—370	1.406	0.56	0.58	0.266	0.950	—	0.100	0.850
400—410	1.266	0.27	0.77	0.226	0.831	—	0.100	0.731

В гумусовом горизонте восходящие токи, как правило, не наблюдаются, так как всю воду, способную передвигаться в капельно-жидком виде, перехватывают корни трав.

Даже в самые влажные сезоны черноземы сколько-нибудь значительного переувлажнения не испытывают.

На наличие восходящих токов воды в карбонатных горизонтах черноземных почв в теплое время года, хотя и указывалось некоторыми авторами (главным образом Г. Н. Высоцким), но значение их для процесса черноземообразования до сих пор недостаточно учитывалось.

Режим кальция в черноземах замкнут, так как в природе встречаются почвы, у которых ниже почвенного профиля находится бескарбонатная порода. Отсутствие полного соответствия в миграциях воды и углесолей в карбонатных горизонтах черноземов происходит потому, что нисходящие токи воды в черноземах «типичных» при степном режиме наблюдаются в холодное время года, когда разложение растительных остатков идет замедленно или совсем не идет, и когда дыхание корней также почти отсутствует, вследствие чего во время преобладания нисхо-

ТАБ

Запасы гумуса и различных форм Ca и Mg, выраженные в CaO и MgO, в горизонтах

ЛИЦА 57

почвы и в породе в граммах на навеску почвы, просушенную при t 105° С

Мощности столбиков отдельных горизонтов почвы с сечением в 1 дм²	Гумус		CaO							MgO								
			валовой		карбонатный			обменный		необменный		валовой		карбонатный		обменный		необменный	
	в почве	в столбе породы, равном по весу столбу современ. почвен. гориз.	в почве	в столбе породы, равном по весу столбу современ. почвен. гориз.	в почве	в столбе породы, равном по весу столбу современ. почвен. гориз.	в конкрециях	в почве	в столбе породы, равном по весу столбу современ. почвен. гориз.	в почве	в столбе породы, равном по весу столбу современ. почвен. гориз.	в почве	в столбе породы, равном по весу столбу современ. почвен. гориз.	в почве	в столбе породы, равном по весу столбу современ. почвен. гориз.	в почве	в столбе породы, равном по весу столбу современ. почвен. гориз.	в почве	в столбе породы, равном по весу столбу современ. почвен. гориз.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Разрез № 2																			
0— 50	398	—	81	—	—	—	—	46	—	35	—	52	—	—	—	4	—	48	—
50—100	172	—	74	—	—	—	—	44	—	30	—	57	—	—	—	4	—	53	—
Сумма в гумус. гор.	570	14	155	104	—	12	—	90	33	65	59	109	86	—	—	8	9	101	77
100—150	47	—	5.49	—	4.57	—	—	69	—	23	—	85	—	34	—	4	—	47	—
150—200	39	—	427	—	322	—	—	67	—	38	—	88	—	25	—	4	—	59	—
200—250	18	—	250	—	175	—	—	50	—	25	—	42	—	10	—	5	—	27	—
Сумма в карбонатн. горизонте . . .	104	21	1226	164	954	18	54	86	52	86	93	215	136	69	—	13	13	133	122
Сумма во всем почвенном профиле .	674	35	1381	268	954	30	—	176	85	151	152	324	222	69	—	21	22	234	199
Сумма в 1 м породы	17	—	130	—	15	—	—	41	—	74	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма в 1.5 м породы	25	—	195	—	22	—	—	62	—	111	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма в 2.5 м породы	42	—	325	—	37	—	—	103	—	185	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Разрез № 7																			
0— 50	271	—	66	—	—	—	—	40	—	27	—	41	—	—	—	5	—	36	—
50—100	154	—	92	—	от 80см до 100	—	—	38	—	33	—	65	—	—	—	5	—	59	—
Сумма в гумус. гор.	425	—	158	—	19	—	—	78	—	60	—	106	—	—	—	10	—	95	—
100—150	118	—	290	—	209	—	—	51	—	31	—	59	—	7	—	5	—	47	—
150—200	52	—	306	—	276	—	—	15	—	16	—	64	—	11	—	5	—	47	—
200—250	32	—	238	—	178	—	—	36	—	21	—	75	—	4	—	6	—	65	—
250—300	23	—	186	—	126	—	—	47	—	12	—	50	—	1	—	6	—	43	—
300—350	24	—	101	—	103	—	—	41	—	16	—	59	—	1	—	6	—	51	—
Сумма в карбонатн. горизонте	249	—	1121	—	892	—	—	190	—	96	—	308	—	24	—	28	—	253	—
Сумма во всем почв. профиле	674	—	1279	—	911	—	—	268	—	156	—	414	—	24	—	38	—	348	—
Разрез № 27																			
0— 50	299	—	55	—	—	—	—	42	—	13	—	12	—	—	—	4	—	8	—
50—100	139	—	49	—	—	—	—	35	—	14	—	11	—	—	—	3	—	8	—
Сумма в гумус. горизонте	438	—	104	—	—	—	—	77	—	27	—	—	—	—	—	7	—	16	—
100—150	39	—	304	—	275	—	—	35	—	14	—	—	—	—	—	3	—	9	—
150—200	24	—	409	—	356	—	—	45	—	8	—	—	—	—	—	3	—	8	—
200—250	13	—	533	—	489	—	—	36	—	8	—	—	—	—	—	3	—	6	—
250—300	13	—	565	—	504	—	—	56	—	5	—	—	—	—	—	3	—	10	—
300—350	13	—	511	—	439	—	—	9	—	3	—	—	—	—	—	3	—	7	—
Сумма в карб. горизонте	102	—	2342	—	2063	—	—	241	—	38	—	—	—	—	—	15	—	40	—
Сумма во всем почв. профиле	540	—	2446	—	2063	—	—	318	—	65	—	—	—	—	—	22	—	56	—

дящих токов концентрация CO_2 почвенного воздуха низкая, а потому нисходящие токи не могут уносить значительных количеств углесолей из верхней части карбонатного горизонта в нижнюю. Наоборот, восходящие токи наблюдаются в период интенсивного разложения растительных остатков и дыхания корней, обусловливающих повышенную концентрацию CO_2 почвенного воздуха. Благодаря этому, при степном режиме не происходит сколько-нибудь значительного выноса углесолей из почвенного профиля, тогда как восходящие токи осуществляют перенос углесолей из нижней части карбонатных горизонтов черноземных почв вверх до нижней границы гумусового горизонта. Поднятие карбонатов в пределах гумусового горизонта обычно затухает в нижней части его, так как при низких степенях увлажнения, наблюдаемых в черноземах, всю воду, способную передвигаться в капельно-жидком состоянии, перехватывают корни трав.

11. Сезонные миграции углесолей из нижней и средней части карбонатного горизонта к гумусовому горизонту препятствуют выносу кальция из зоны обитания корней и из сферы почвообразования. Такой замкнутый характер режима кальция не только черноземов, но степных почв вообще, гарантирует их от выщелачивания на весьма длительный срок при неменяющихся степных условиях почвообразования и способствует сохранению черноземных признаков степных почв во времени. Если бы черноземы формировались в чисто элювиальном режиме и в карбонатном горизонте этих почв отсутствовали восходящие токи, то черноземная стадия почвообразования была бы неустойчивой во времени, а черноземные почвы — образованиями эфемерными.

12. Черноземы «типичные» или «обыкновенные», в прошлом не испытавшие влияния леса, имеют один максимум углесолей, приуроченный к верхней границе горизонта. Если мы его наблюдаем в момент поднятия углесолей, то верхняя граница карбонатного горизонта будет не резкая, а растянутая, и тогда максимум скопления $CaCO_3$ окажется несколько сдвинутым книзу от верхней границы. В моменты опускания углесолей верхняя граница приближается к максимальному пику $CaCO_3$ или совпадает с ним. Сезонные и годичные миграции углесолей в этих почвах происходят преимущественно в верхней трети карбонатного горизонта, затухая в нижней части его, и сказываются, главным образом, на смещении верхней границы относительно степного максимума $CaCO_3$. Указанное в этом параграфе относится в равной мере как к «типичным» черноземам, исконно степным, так и к прошедшим луговую стадию.

13. В черноземах совершенно необходимо устанавливать нижнюю границу почвенного профиля, которая фиксируется здесь более отчетливо, чем в любых других почвах. Нижняя граница почвенного профиля в черноземах совпадает с нижней границей карбонатного горизонта. Аналитически она легко устанавливается, и иногда ее можно провести также по морфологическим признакам.

Если черноземная почва развита на карбонатной породе, то почвенный профиль кончается там, где содержание $CaCO_3$ в породе становится более или менее постоянным. Если же почва образовалась на породе бескарбонатной, то нижняя граница почвенного профиля проводится там, откуда начинается бескарбонатная порода.

В черноземах проградированных, ранее бывших под лесом, установление нижней границы почвенного профиля более сложно, но также возможно. Установление нижней границы почвенного профиля в черноземных почвах весьма важно потому, что она указывает на максимальную суммарную глубину годичных и вековых промачиваний почвы атмосферными осадками при неменяющихся степных условиях почвообразования.

14. Выщелоченные черноземы под степной растительностью отличаются менее резко выраженным верхним максимумом скопления углесолей, приуроченным к верхней границе карбонатного горизонта.

В этих почвах уменьшение содержания $CaCO_3$ с глубиной идет более постепенно и, кроме того, имеется тенденция к образованию второго максимума карбонатов (на глубине 200—220 см).

Выщелоченные черноземы под степной растительностью обладают большим размахом сезонных и годичных миграций углесолей, чем черноземы «типичные». Сезонные и годичные передвижения $CaCO_3$ в них интенсивно сказываются на большей части карбонатного горизонта. Особенно большие перемещения в этих почвах испытывает верхняя граница вскипания. В выщелоченных черноземах обычно между нижней границей гумусового горизонта и верхней границей вскипания лежит безгумусный горизонт, выщелоченный от карбонатов. В отдельные годы, когда за влажными годами следуют сухие, $CaCO_3$ здесь поднимается в нижнюю часть гумусового горизонта.

Только благодаря этой особенности в сезонной и годичной миграции кальция выщелоченные черноземы под степной растительностью могут долго сохранять черноземные признаки, не подвергаясь деградации. Под лесом выщелоченные черноземы не могут долго сохранять эти признаки, так как сезонные миграции кальция под лесом приводят к иному распределению углесолей в почвенном профиле. Под лесом они подвергаются прогрессивному выщелачиванию, почему и в природе вне леса выщелоченные черноземы занимают большие площади, тогда как под лесом они встречаются редко.

15. Влияние леса в черноземных почвах прежде всего сказывается на увеличении общей мощности почвенного профиля в связи с увеличением годичной глубины промачивания. В изученных лесных курских почвах глубина промачивания доходит до 350—400 см, в степных черноземах — до 250 см.

Вслед за увеличением мощности почвенного профиля, или одновременно с ним, идет перераспределение углесолей в карбонатном горизонте. $CaCO_3$ перемещается в среднюю часть карбонатного горизонта и на глубине 210—220 см (для курских почв) дает ясно выраженный «лесной» тип.

Отчетливо выраженное перераспределение углесолей в этих почвах происходит до заметного понижения верхней границы вскипания.

Образование максимума скопления $CaCO_3$ на глубине 210—220 см в лесных черноземных почвах, повидимому, обязано возрастанию роли нисходящих токов воды, которые наблюдаются здесь не только в период, когда затухает жизнедеятельность растений и бактерий, но частично и в вегетационный период при повышенных концентрациях CO_2 в почвенном воздухе.

У верхней границы вскипания лесных почв также имеется скопление $CaCO_3$, но здесь углекислого кальция значительно меньше, чем в лесном пике, и наличие его, как нам кажется, обусловлено в противоположность нижнему лесному пику, не нисходящими, а восходящими токами, причем карбонаты поднимаются к верхней границе вскипания с глубины верхнего минимума углесолей.

В общем надо отметить, что в лесных черноземных почвах распределение углесолей в почвенном профиле значительно сложнее, чем в почвах степных.

В выщелоченных и слабо деградированных черноземах под лесом запас гумуса в почвенном профиле уменьшается.

В сильно деградированных черноземах, параллельно уменьшению общего запаса гумуса в почвенном профиле, растет мощность гумусового горизонта и появляется присыпка SiO_2.

16. В черноземах проградированных нижний лесной пик $CaCO_3$ остается законсервированным, так как в степных условиях он лежит у границы годичных промачиваний этих почв атмосферными водами, а у верхней границы вскипания образуется вновь верхний степной максимум углесолей.

Так как под лесом гумусовый горизонт часто увеличивает свою мощность, то в проградированных черноземах нередко верхняя граница карбонатного горизонта высока и накладывается на гумусовый горизонт.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрианов М. И. Водно-физический режим мощных черноземов Стрелецкой степи. Рукопись. 1941.
2. Алехин Ф. Т. Наблюдения над сезонными и суточными изменениями концентрации CO_2 почвенного воздуха в черноземах Стрелецкой степи. Рукопись. 1941.
3. Армашевский П. Я. Предварительный отчет о геологических исследованиях в губ. Курской и Харьковской в 1885 г. Изв. Геол. комитета, 7—8, 1886.
4. Армашевский П. Я. О происхождении лёсса. Зап. Киевск. общ. естеств., 15, 1896.
5. Архангельский А. Д. Заметка о послетретичных отложениях вост. части Черниговской и зап. части Курской губ. Тр. Почв. комитета, т. II, вып. 2, М., 1913.
6. Афанасьева Е. А. Почвы долины р. Мологи и прилегающих частей Молого-Шекснинского междуречья. Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. XV, 1935.
7. Афанасьева Е. А. К вопросу о сезонном передвижении карбонатов в мощных черноземах. Тр. Центр. черноз. гос. заповедника, т. I, 1940.
8. Афанасьева Е. А. Сезонные и годичные передвижения углесолей в мощных черноземах Стрелецкой степи. Тр. Центр. черноз. гос заповедника, т. II (печатается).
9. Барановская З. и Дик Н. Геоморфологический очерк левобережья р. Сейма к югу от города Курска. Землеведение, т. XXXVI, вып. 2, 1934.
10. Берг Л. С. О происхождении лёсса. Изв. Геогр. об-ва, 52, 1916.
11. Берг Л. С. О почвенной теории образования лёсса. Изв. Геогр. ин-та Ленингр. гос. ун-та, 6, 1926.
12. Берг Л. С. Проблема лёсса. Природа, 6, 1927; 4, 1929.
13. Берг Л. С. Лёсс как продукт выветривания и почвообразования, Почвоведение, № 2, 1927.
14. Вергина К. В. О содержании, подвижности и формах соединений фосфора в черноземах Стрелецкой степи. Тр. Центр. черноз. гос. заповедника, т. II (печатается).
15. Высоцкий Г. Н. Степной иллювий и структура степных почв. Почвоведение, № 2, 1901.
16. Высоцкий Г. Н. О гидрологическом и метеорологическом влиянии лесов. Гослестехиздат, М., 1938.
17. Гедройц К. К. Действие H_2O_2 на почву. Удобр. и урожай, № 9—10, 1932.
18. Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Изд. АН СССР. М. — Л., 1939.
19. Грабовская О. А. Почвы долины р. Шексны и прилегающих частей Молого-Шекснинского междуречья. Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. XV, 1935.
20. Докучаев В. В. Русский чернозем. М., 1936.
21. Докучаев В. В. К вопросу о происхождении русского лёсса. Тр. СПб. общ. естеств., отд. геол., 22, 2, 1893.
22. Докучаев В. В. Наши степи прежде и теперь. М., 1936.
23. Завалишин А. А. Почвы Кузнецкой лесостепи. Мат. Кузн. барн. почв. эксп., 3, М. — Л., 1935.
24. Завалишин А. А. О соотношении процессов выноса и накопления в оподзоленных почвах лесостепи. Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. I, 1935.

25. Завалишин А. А. и Скрынникова И. Н. Почвы долины р. Верхней Волги. Рукопись. 1941.
26. Измаильский А. А. Как высохла наша степь. Сельхозгиз, М. — Л., 1937.
27. Кравков С. П. Материалы к изучению процессов разложения растительных остатков в почве. СПб., 1908.
28. Качинский Н. А. Классификация почв по механическому составу. М., 1938.
29. Костычев В. А. Почвы черноземной области России, их происхождение, состав и свойства. ч. I. Образование чернозема. СПб., 1885.
30. Крокос В. И. Материалы по характеристике почво-грунтов Одесской и Николаевской губ. (б. Херсонской губ.), I, Одесса, 1923.
31. Крокос В. И. Материалы для характеристики почво-грунтов Одесской и зап. части Екатеринославской губ. Журн. н.-иссл. кафедры в Одессе, т. I, № 10—11.
32. Крокос В. И. Время происхождения украинского лёсса. Почвоведение, № 1, 1926.
33. Крокос В. И. Краткий очерк четвертичных отложений Украины. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1926.
34. Мирчинк Г. Ф. О физико-географических условиях эпохи отложения верхнего горизонта лёсса на площади Европейской части СССР. Изв. Акад. Наук СССР, сер. 7, № 2, 1919.
35. Мирчинк Г. Ф. Послетретичные отложения Черниговской губ. и их отношение к аналогичным образованиям остальных частей Европейской России. Приложение № 1 к ст. Вести. Моск. горн. академии, т. 2 за 1923 г. и Мемуары геол. отд. Об-ва люб. естеств., антроп. и этногр., № 4, 1925.
36. Мирчинк Г. Ф. Исследования бассейна Клевени и прилежащих участков правобережья р. Сейма. Мат. по об. и прикл. геол., 57, 1927.
37. Мирчинк Г. Ф. О количестве оледенения Русской равнины. Природа, № 7—8, 1928.
38. Морозов С. С. Механический и химический состав некоторых лёссов Европейской части СССР и генетически им олизких пород. Почвоведение, № 2, 1934.
39. Набоких А. И. Ход и результаты работ по исследованию почв и грунтов Харьковской губ. вып. I, 1914.
40. Набоких А. И. Краткие заметки о грунтах Подольской губернии и соседних местностей. Записки Подольского об-ва естеств. и люб. природы. Каменец-Подольск, 1915.
41. Никольский Б. П. Обмен катионов в почвах. Почвоведение, № 2, 1934.
42. Никольский Б. П. К вопросу о буфферном действии различных почв. Бюлл. Отд. зем. Гос. ин-та агрономии. 1928.
43. Прасолов Л. И. и Роде А. А. О почвах Средне-Уральской лесостепи. Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. X, вып. 7. 1934.
44. Прасолов Л. И. Черноземы как тип почвообразования. Почвы СССР, т. I, М. — Л., 1939.
45. Роде А. А. К вопросу о рыхлых наносах как продуктах выветривания. Проблемы сов. почвоведения., сб. 6, 1938.
46. Роде А. А. К вопросу о степени подзолистости. Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. XIII, 1939.
47. Роде А. А. Образование подзолистых почв. Почвы СССР, т. I, М. — Л., 1939.
48. Роде А. А. Несколько слов о лёссообразовании. Почвоведение, № 9—10, 1942.
49. Смирнова К. М. Почвенный покров Центрально-черноз. гос. заповедника. Уч. зап. Моск. гос. ун-та (в печати).
50. Тюрин И. В. К характеристике дернового процесса почвообразования. В кн. «Академик Василий Робертович Вильямс». Юб. сборн., М. — Л., 1935.
51. Тюрин И. В. Почвы лесостепи. Почвы СССР, т. I, М. — Л., 1939.
52. Тюрин И. В. Состав и свойства гумуса в черноземах Стрелецкой степи. Тр. Центр.- черноз. гос. заповедника, т. II (в печати).

E. A. AFANASSIEVA

GENESIS AND PROPERTIES OF THE CHERNOZEMS OF STRELETZKAIA STEPPE

The chernozem soils of two plots of preserved steppes — «Streletzkaia Steppe» and «Kazatzkaia steppe» (Kursk Region) — have been subjected to a detailed study.

Thick, typical and leached chernozems on loesslike loams under a steppe vegetation cover and parks of oak-trees are prevalent in this district. The entire profile of these thick chernozems (up to 4 m thick) was investigated layer by layer. Their chemical, granulometric, microaggregate and mineralogic composition, absorbed bases and chemical colloid composition were established. The soil-forming rock — loesslike loam — was also subjected to a similar study. The determination of the volume weight of every layer of the investigated soils allowed to calculate not only their content in various compounds but their absolute amounts in every horizon.

Rational analysis according to the method of Harrison modified by A. A. Rode was applied for the determination of the mineralogic composition of the finer fractions of loesslike loam and of chernozems. At an earlier time the author had conducted special observations in the same district and on the same soils in the course of a study on the seasonal and annual variations of the level of the carbonate horizon of chernozems. The results of these observations have also been utilized in the present study.

All the analyses and observations listed above induce the author to draw certain conclusions concerning the contemporary process of chernozem formation and the history of development of the chernozem soils of Streletzkaia and Kazatzkaia steppes. The following are the more important of these conclusions:

1. The process of chernozem formation is accompanied by an intense formation of clay, particularly marked in the humus horizon. Clay minerals in chernozem soils are particularly stable and show no noticeable migration within the profile. As a result of chernozem formation a certain amount of amorphous silica and secondary quartz is formed.

2. The thick, «typical» and leached chernozems, which we have studied and which have developed under placor conditions in the watershed areas, have passed through a meadow-solonchak stage in the past, which was succeeded by steppe conditions. This conclusion follows from the comparison of the amount of calcium carbonate stocked in the thick of the chernozems and in their parent rocks. In «primordially» steppe-chernozem soils the ratio of the stock of carbonates in the soil profile to their stock in a like column of the rock must approximate 1. In soils, which have passed the meadow stage of soil formation and have not experienced subsequent leaching under a forest cover, the carbonate stock in the soil profile is much in excess of the one present in a rock column of the same height as the soil profile.

3. The distribution of carbonates within the carbonate horizon of chernozem soils is determined by the water regime of the chernozems on which the seasonal and annual migrations of calcium carbonate depend. The deepest soaking of chernozems occurs in the spring, when the water resulting from snow thawing moistens the soil to the depth of 2—4 m. In the course of spring an insignificant part of the water in film and vapour form may migrate even deeper, into the thick of the rock. During summer months, on the other hand, ascending currents of water rise from the lower part of the soil profile to the humus horizon, but there, as a rule, they, are exhausted, since all the water which is able to move in droplet-liquid form is intercepted on the way by the roots of grasses. Calcium carbonate, dissolved in the shape of bicarbonate, is able to migrate together with water along the profile of chernozem. Yet its mobility depends not alone on the quantity of water, but on the content of carbon dioxide in the soil air, and the mutual relation of these two factors, governing the migration of carbonates in chernozem soils is such that under the existing hydrothermic conditions calcium carbonate practically remains almost intact in the thick of the soil. This is confirmed by the existence of chernozem soils in which we find below the carbonate horizon a parent rock containing no carbonates at all.

4. Migration of carbonates in chernozem soils occurs chiefly in the upper part of the carbonate horizon. Seasonal variations in the upper level, reached by the carbonates, are expressed in its periodical rises towards the humus horizon or even sometimes in their entering into the lower part of this horizon and in their subsequent sinking back into the thick of the carbonate horizon. Accordingly, the distribution of carbonates in typical or common chernosems shows usually but one maximum of accumulation of carbonates, situated at the upper face of the carbonate horizon. But if forest vegetation overgrows a chernozem soil, the balance of the oscillations of the level of the carbonate horizon tends to a fall of the latter deeper into the soil — a migration of the carbonates from the upper part of the carbonate horizon begins and in its middle part a new maximum of $CaCO_3$ accumulation is formed.

In regraded chernozems, i. e. in those which have again returned into the conditions of a steppe regime after they have experienced the influence of the forest, the «forest peak» in the distribution of carbonates in its carbonate horizon is maintained, and at its upper level — the upper steppe maximum of carbonates — is formed again.

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

1947 ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА ИМ. В. В. ДОКУЧАЕВА, Том XXV

М. М. АБРАМОВА

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ НЕКОТОРЫХ ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЛЕСНОЙ ПОДЗОЛИСТОЙ ПОЧВЫ[1]

(Из работ Почвенной станции Почвенного института Академии Наук и Центрального лесного государственного заповедника)

I. ВВЕДЕНИЕ

Лесные почвы в своем развитии неразрывно связаны с характером и развитием присущей им лесной растительности. Изучать почву вне связи ее с растительностью нельзя. Но о характере взаимосвязи между развитием лесного комплекса и ходом подзолообразовательного процесса, о непосредственном воздействии растительности и животного мира на почву известно пока еще мало. Вопрос этот сложен и многообразен и требует для своей разработки участия специалистов многих дисциплин.

Изучая развитие той или иной почвы, необходимо, прежде всего, установить, из каких элементов оно складывается.

Известно, что почва, такая, какой мы видим ее сейчас, является результатом вековых изменений материнской породы под влиянием физико-химических и биологических факторов. Известно также, что изменения эти идут не по прямой, а слагаются из ряда явлений, часто противоположно направленных, замыкающихся в циклы различной продолжительности [9]. Но какова сущность этих противоположных явлений, какую роль они играют в почвообразовательном процессе — известно пока мало.

Для подзолистой почвы наиболее характерным является преобладание процессов распада и выноса над процессами поступления и синтеза. Но если бы, наряду с первыми не существовали последние, то плодородие подзолистых почв должно было бы иссякнуть, чего на самом деле нет. Поэтому чрезвычайно важно знать отдельные моменты в жизни почвы и уметь оценивать их значение с точки зрения влияния на общий ход почвообразования.

Настоящая работа имеет целью подойти к характеристике годового цикла почвообразовательного процесса в подзолистых почвах.

Мы проследили в течение лета 1939 и 1940 г. изменения некоторых свойств подзолистой почвы, а именно: 1) запаса подстилки (как основного источника питательных веществ для растений и горизонта, в котором зарождается почвенный раствор), 2) содержания некоторых водорастворимых веществ в подстилке и почве, 3) активной кислотности, 4) содержания гумуса и 5) обменной кислотности и содержания обменного кальция,

[1] Под редакцией А. А. Роде.

т. е. тех свойств, которые, с одной стороны, имеют очень важное значение для жизни растений и у которых, с другой стороны, можно ожидать бо́льшую изменчивость.

Полученные данные, как увидим ниже, показали наличие сезонных колебаний вышеперечисленных свойств, иногда весьма значительных.

II. УСЛОВИЯ И МЕТОДЫ РАБОТЫ

Работа проводилась на территории Центрального лесного государственного заповедника (Нелидовский район, Калининской области). Для наблюдений была выбрана в 73-м квартале, под елово-смешанным лесом, площадка, размером около 2400 м² (60 × 40 м). Место это представляет собой очень пологий склон северо-восточной экспозиции. Западная часть площадки — более плоская, с северо-восточной стороны склон выражен несколько лучше. Это небольшое различие в рельефе имеет свое отражение в распределении растительности и почв. В то время как в западной и северо-западной части площадки (более плоской) мы имеем ельник почти без примеси лиственных пород — в юго-восточной и восточной части площадки лиственные имеют уже более заметное распространение.

Для характеристики приведу таксационные описания обеих частей площадки сделанные М. Н. Ширской.

Северо-западная часть площадки

10 Е, 140 л. + 70 л., ср. диаметр 30 см, ср. высота 24 м. Полнота 0.6 (распределение по площади неравномерное).

Во II ярусе рябина, козья ива (единично), клен (редко). Ср. диаметр 10 см, ср. высота 15 м.

В подлеске рябина, крушина ломкая, единично — лещина, клен. Ср. высота 1 м.

Моховой покров в густых группах древостоя:

Мхи: *Sphagnum girgensohnii* (пятнами)
Polytrichum commune (вкраплениями)
Dicranum undulatum
Pleurozium schreberi, *Hylocomium proliferum*, *Rhytidiadelphus triquetrum* — пятнами, главным образом на колодах и приствольных возвышениях

Травянистый покров. *Oxalis acetosella* Cop.
Vaccinium myrtillus Sp.
Aspidium spinulosum Sp.
Majanthemum bifollium Sp. и Cop.
Rubus saxatilis Sol.
Stellaria holostea Sol.
Dryopteris phaegopteris Sol.
Dryopteris linneana Sol. и проч.

Степень покрытия 0.5.

Местоположение почти ровное, с очень слабым уклоном к северу. Много старых колод, почти сравнявшихся с почвой.

Юго-восточная часть площадки

9 Е, 1 Б. ед. Ос,. Е 140 л. + 70 л., Ср. диаметр 28 см, ср. высота 26 м. Полнота 0.7.

II ярус. 6 Е, 3 Клен остролистный, 1 Рябина + Ива козья. Ср. диаметр 10 см, ср. высота 15 м. Полнота 0.2. Подлесок довольно редкий; главным образом рябина, крушина, жимолость, черемуха, липа, лещина, клен остролистный (единично), подрост ели.

Мхи — редкими пятнами и единично, главным образом:
Plagiochila asplenium, *Mnium affine*,

Rhytidiadelphus triquetrum,
Hylocomium proliferum,
единичные пятна *sphagnum* в микропонижениях.
Травянистый покров. Степень покрытия 0.7.
Oxalis acetosella Cop[3].
Galeobdolon luteum Cop. [1]
Majanlemum bifollium Sp.
Stellaria holostea Sp.
Stellaria nemorum Sol. и пятнами.
Dryopteris phaegopteris Sp. и Cop.
Aspidium spinulosum Sp.
Athyrium filix femina Sp.
Dryopteris linneana Sol.
Anemone nemorosa Sp., и проч.
Vaccinium myrtillus — редкими пятнами.

Склон к северо-востоку.
Много гнилых колод.

Материнской породой на протяжении всей площадки является легкий тонкопесчанистый покровный суглинок, мощностью около 1 м, подстилаемый мореной. Соответственно с различиями в рельефе и растительности почвенный покров западной и северо-западной части площадки отличается от почвенного покрова юго-восточной и восточной части большей степенью оподзоленности. И там и здесь наблюдается довольно значительная пестрота в распределении отдельных почвенных разновидностей, обусловленная микрорельефом, распределением растительности и другими причинами. В северо-западной части площадки в комплексе преобладает сильно подзолистая почва со значительным участием подзола и очень малым — среднеподзолистой разновидности. В юго-восточной части площадки сильноподзолистая почва находится в комплексе со среднеподзолистой, а местами и со слабоподзолистой. Преобладает среднеподзолистая.

Приводим описание среднеподзолистой почвы, характерной для юго-восточной части площадки.

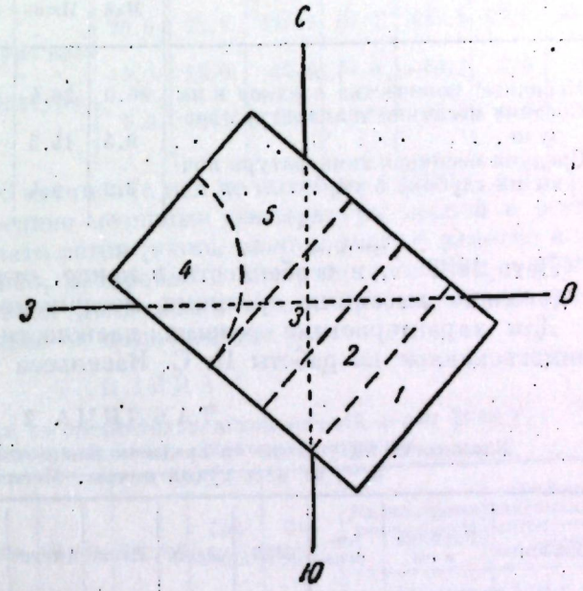
A_0 0—4 см. Хвойная подстилка, присутствие листвы почти незаметно. Разделяется на два подгоризонта:
A'_0 0—1 см. Слабо разложившиеся растительные остатки.
A''_0 1—4 см. Темная, буроватая, рыхлая, сильно разложившаяся подстилка.
A'_1 4—8 см. Темный, серый, довольно рыхлый, легкосуглинистый, неясно комковатый. Довольно быстро переходит в A''_1.
A_1'' 8—23 (19) см. Серый, уплотненный, неясно слоистый, по извилистой границе довольно резко отделяется от A_2.
A_2 23 (19) — 41 см. Желтовато-белесый с серым оттенком, легкосуглинистый, тонкопористый, тонкослоеватый с большим количеством мелких рудиковых зерен. Довольно быстро переходит в нижележащий.
B 41—66 см. Красно-бурый, легкосуглинистый, но заметно тяжелее и плотнее вышеи нижележащих. Распадается на крупные остроугольные чешуйки (слоеватый). Окраска неравномерная из-за белесых и ржавых пятнышек.
C_1 66—110 см. Ржаво-бурый, со светлыми пятнами, тонкопесчанистый слоистый легкий суглинок.
C_2 110 см и глубже. Красно-бурый, грубо песчанистый средний суглинок (перемытая морена).
Настоящая почва является переходной от среднеподзолистой к сильноподзолистой.

Профиль сильноподзолистой почвы на северо-западной части площадки выглядит следующим образом:

A_0 0—4 см. Хвойно-моховая подстилка, очень мало разложившаяся. Граница между A_0 и A_1 представляет собой тонкий слой мощностью около 1 см, очень темный, торфянистый, но с значительной примесью минеральных частиц.
A_1 4—16 см. В самой верхней части, под подстилкой, темный и рыхлый, но затем очень быстро переходит в уплотненный, светлосерого цвета, скорее похожий на горизонт A_2, лишь замазанный гумусом. Много

железистых конкреций и ржавых пятен. Переход к гор. A_2 очень постепенный.
A_2 16—30 см. Серый, очень светлый, уплотненный. Имеются ржавые пятна и мелкие рудиковые зерна. Переход к B по очень неровной границе.
B 30—80 см. В верхней части пестрый от множества светлых оподзоленных и ржавых пятен и конкреций. С глуб. 45 см, более равномерно окрашенный, красноватый, несколько уплотненный.
Механический состав по всему профилю легкосуглинистый.

Для того чтобы учесть изменения свойств почвы во времени, было бы правильнее определять эти свойства каждый раз в одной и той же точке. Но так как нам приходится для этого брать образцы каждый раз в новой точке, то мы ограничивались тем, что места последовательных взятий образцов располагали по возможности близко одно от другого. Ошибку от пространственной неоднородности почвы, которая не могла не иметь места даже и при очень близком расположении последовательных прикопок, мы стремились уменьшить путем большой повторности взятия образцов.



Фиг. 1. Схема распределения участков на площадке.

Выбранную площадку мы разбили на 5 участков, причем первые три участка охватывали юго-восточную часть площадки, а четвертый и пятый участки — северо-западную часть ее (фиг. 1).

На каждом участке было намечено 10 точек, — так называемых «средних мест», т. е. более или менее ровных мест между деревьями. Мы избегали всякого рода холмиков, западинок, колод, сфагновых пятен и проч.

Образцы брались из трех горизонтов: A_0, A_1 и A_2. Подстилка вырезалась ножом по фанерному лекалу в виде площадки 15×15 см и отделялась руками от минерального горизонта A_1. Образец горизонта A_1 брался широким буром (диам. 12 см) из очень маленькой прикопки, а образец горизонта A_2 — узким буром из дна той же прикопки. Каждый образец брался на всю мощность данного горизонта. После взятия образцов прикопка снова засыпалась.

Образцы одного горизонта, взятые из 10 точек каждого участка, смешивались вместе, и из этих смешанных образцов бралась средняя проба для анализа. Таким образом, для всей площадки мы имели по пяти смешанных образцов каждого из трех горизонтов.

Из подстилки удалялись все попавшие туда живые части растений, и количество ее определялось взвешиванием.

В свежих образцах определялись: влажность, pH водной суспензии с помощью стеклянного электрода, обменная кислотность по Гедройцу и состав водной вытяжки (щелочность, кислотность, pH, количество вод-

нерастворимого гумуса). После этого образцы доводились до воздушно-сухого состояния, и в них определялось содержание валового гумуса и поглощенного кальция, а в подстилках вместо гумуса определялась потеря от прокаливания.

Сроки взятия образцов были установлены следующие:

в 1939 г. — 23/VI, 1/VIII, 18/IX и 18/X;

в 1940 г. — 21/V, 23/VI, 1/VIII, 11/IX и 17/X.

ТАБЛИЦА 1

Метеорологические данные за 1939 год (Метеорологическая станция лесного заповедника)

	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	За 6 месяцев
Месячные количества осадков в мм	86.0	28.4	34.4	3.8	25.6	40.7	218.9
Средняя месячная температура воздуха	8.5	14.5	17.2	16.2	6.4	0.5	
Средняя месячная температура почвы на глубине 5 см	3.2	9.4	12.7	12.9	7.7	2.8	

Лето 1939 г., в особенности в конце, отличалось большой сухостью и довольно высокими средними месячными температурами (табл. 1).

Для характеристики режима влажности почвы приводим данные, заимствованные из работы И. С. Васильева [1] (табл. 2).

ТАБЛИЦА 2

Влажность на участке со среднеподзолистой почвой летом 1939 г. в % от веса сухой почвы. Месячные средние

Горизонты	Глубина в см	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Капиллярная влагоемкость	Двойная максимальн. гигроскопичность
A_0	0— 4	490.0	218.0	197.6	172.3	79.8	74.3	129.7	727.0	70.8
A_1'	4— 9	70.6	74.1	45.5	47.3	28.7	24.8	38.8	86.7	25.0
A_1''	9—16	48.3	42.1	36.5	30.5	20.3	16.9	22.2	46.4	11.6
A_2	16—25	29.2	29.7	25.7	22.5	15.6	12.8	15.9	32.8	8.0

Малое количество осадков при довольно высокой температуре привело к значительному иссушению почвы. В августе величина влажности верхних горизонтов почвы приближается к величине двойной максимальной гигроскопичности почвы, а в сентябре в горизонте A_1 делается даже меньше ее.[1]

Несмотря на то, что в сентябре (второй половине) прошли небольшие дожди, влаги этой нехватило на то, чтобы покрыть величину испарения, и почва продолжала иссушаться. Понятно, что ни о каких процессах вмывания здесь не может быть и речи.

[1] Как известно, величина двойной максимальной гигроскопичности почвы близка к влажности завядания растений.

Только в октябре мы наблюдаем заметное промачивание почвы на всю глубину профиля, и в этот период можно допустить возможность некоторого передвижения веществ из подстилки в почву.

Лето 1940 г., наоборот, характеризуется очень большим количеством осадков и, сравнительно с 1939 г., невысокими средними температурами в летние месяцы (табл. 3).

ТАБЛИЦА 3

Метеорологические данные за 1940 год

	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Всего за 6 месяцев
Количество осадков в мм	26.0	72.9	115.9	84.3	135.5	47.3	481.9
Средняя месячная температура воздуха	9.7	13.0	16.0	14.8	10.1	2.3	—
Средняя месячная температура почвы на глубине 5 см	5.8	9.1	13.2	12.9	10.2	6.0	—

Количество осадков за 6 месяцев (с мая по октябрь) в 1940 г. в $2^1/_2$ раза больше, чем в 1939 г. Средние месячные температуры весной и осенью 1940 г. немного выше, но зато летом (июнь, июль и август) заметно ниже, чем в 1939 г. Следовательно, испарение с поверхности почвы в 1940 г. было меньше, и значительная доля влаги могла просачиваться сквозь почвенную толщу, промывая и выщелачивая ее.

ТАБЛИЦА 4

Влажность на участке со среднеподзолистой почвой летом 1940 г. в % от веса сухой почвы. Месячные средние

Горизонт	Глубина в см	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Капиллярная влагоемкость	Двойная максимальная гигроскопичность
								По данным 1939 г.	
A_0	0— 4	243.5	216.6	195.3	195.9	249.7	323.0	727.0	70.8
A_1	4—16	46.9	41.4	38.8	34.8	41.0	61.2	66.5	18.3
A_2	16—25	29.8	27.2	24.1	23.7	25.4	32.8	32.8	8.0

По данным И. С. Васильева.

В силу указанных причин влажность почвы в конце лета и осенью 1940 г. (табл. 4) была значительно выше, чем в те же периоды в 1939 г.

Кроме непосредственного влияния на почву, различия в метеорологических условиях лета 1939 г. и лета 1940 г. не могли не влиять также и косвенно, через растительность.

Эти условия заметно отражаются на развитии мохового и травянистого покрова. Блестящие мхи, имевшие распространение на нашей площадке (перечень их дан выше в таксационных описаниях), после засушливого лета 1939 г. развивались очень слабо до середины лета 1940 г., и только к осени состояние их улучшилось. К осени 1940 г. особенно пышное развитие получили различные мхи из рода *Mnium*. Обратило на себя вни-

мание также пышное развитие кислицы. К сожалению, почти ничего неизвестно, влияют ли и как подобные изменения растительного покрова на химические свойства почвы.

III. РАССМОТРЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Нижеприводимые аналитические данные показали, что почвы первых трех участков площадки (фиг. 1) по своим свойствам довольно близки друг к другу, в то время как почвы 4-го и 5-го участков, наоборот, заметно отличаются от первых.

Наибольшей сезонной изменчивостью химического состава отличается подстилка. В горизонте A_1 значительные изменения обнаружены в содержании гумуса, обменной и активной кислотности. Количество водорастворимых веществ меняется мало. В горизонте A_2 сезонные изменения химического состава едва уловимы. Следовательно, динамика связана преимущественно с превращениями органического вещества, с накоплением и разложением его.

Поэтому рассмотрение наших данных мы начнем с подстилки.

1. Изменения количества и свойств подстилки

Способ взятия образцов подстилки описан уже выше. Мы получали с пятикратной повторностью вес сухого вещества подстилки, взятой с десяти небольших площадок (15×15 см), на всю мощность подстилки. Эти данные, выраженные в килограммах сухого вещества на 1 м², приведены в табл. 5. Вычисленные средние для всей площадки выражены в тоннах на 1 га.

ТАБЛИЦА 5

Изменение запаса подстилки в кг сухого вещества на 1 м²

№ участка	№№ точек	1939 год				1940 год					1941
		23/VI	1/VIII	18/IX	18/X	21/V	23/VI	1/VIII	11/IX	17/X	26/V
1	1—10	2.156	2.032	1.619	1.788	2.000	1.693	1.623	1.239	1.182	1.250
2	11—20	2.140	1.987	1.691	1.616	1.917	1.512	1.627	1.062	1.205	1.211
3	21—30	2.214	1.932	1.750	1.411	2.056	1.867	1.287	1.148	1.488	1.239
Среднее	1—30	2.170	1.984	1.687	1.605	1.991	1.691	1.512	1.150	1.292	1.233
4	31—40	2.666	2.800	2.263	3.035	2.188	2.43	1.839	1.715	2.185	1.590
5	41—50	2.451	2.055	1.974	2.535	1.96	1.872	1.644	1.383	1.603	1.357
Среднее	31—50	2.558	2.427	2.118	2.785	2.074	2.155	1.741	1.549	1.894	1.473
Среднее для всей площадки в кг на 1 м²		2.325	2.162	1.859	2.079	2.024	1.876	1.604	1.305	1.532	1.329
Среднее в тоннах на 1 га		23.250	21.620	18.590	20.790	20.240	18.760	16.040	13.050	15.320	13.290

Полученные величины не совсем отвечают истинным запасам подстилки в лесу, так как мы не учитывали площадь, занятую деревьями, колодами, холмиками и проч.

По исследованиям различных авторов [Ebermayer, 23; Степанов, 16; Созыкин, 14 и др.] величина запаса подстилки в лесу зависит от состава насаждения, возраста его и от метеорологических условий, регулирующих разложение подстилки. Кроме того, метеорологические условия и некоторые другие причины влияют на количество и качество ежегодного опада с деревьев и кустарников, который вместе с опадом наземного покрова является материалом для образования подстилки. М. И. Сахаров [12] нашел, что годичные колебания количества опада обусловливаются неравномерным приростом деревьев, шквалистыми ветрами, периодичностью плодоношения насаждения и интенсивностью деятельности насекомых-вредителей. Для ельника черничко-кисличного (возраст 70 лет, полнота 0.9) Сахаров установил, по наблюдениям в учхозе Брянского лесного института в 1937—1938 гг., годовое количество опада, равное 4920.2 кг на 1 га. Ebermayer (23, цитируется по книге А. А. Роде, 9), дает для елового леса в возрасте 60—90 лет среднюю величину опада, равную 3964 кг на 1 га, и в возрасте 60—90 лет—3376 кг, причем колебания в течение 5—7 лет наблюдений были весьма значительны — от 2 до 6 т на 1 га.

Для почвенного участка Центрального лесного заповедника имеются некоторые данные почвенной станции по учету опада древесной растительности, приведенные в табл. 6. За год с 1/XI 1938 г. по 27/X 1939 г. мы имеем среднюю величину опада для ельника-кисличника 4.26 т/га (сред. из 3) и для ельника-черничника — 3.71 т/га (среди. из 5). С 27/XI 1939 г. по 16/VI 1940 г. количество опада для ельника-кисличника составляло 4.51 т/га (среди. из 5), а для ельника-черничника 2.98 т/га (среднее из 5).

ТАБЛИЦА 6

Количество опада на участке почвенной станции ЦЛГЗ

Тип леса	№№ лотков	Площадь лотков в кв. м.	Колич. опада за период с 1/XI 1938 г. по 27/X 1939 г.		Количество опада за период с 27/X 1939 г. по 16/VI 1940 г.	
			в кг на 1 кв. м.	в т на 1 га	в кг на 1 кв.м.	в т на 1 га
Ельник-кисличник	1	3.44	—	—	0.370	3.70
	2	2.15	0.600	6.00	0.597	5.97
	3	0.60	0.544	5.44	0.451	4.51
	4	3.13	0.141	1.41	0.401	4.01
	5	3.90	—	—	0.438	4.38
	Среднее			4.26		4.51
Ельник-черничник	6	2.64	0.388	3.88	0.329	3.29
	7	3.35	0.400	4.00	0.355	3.55
	8	3.57	0.385	3.85	0.294	2.94
	9	2.69	0.397	3.97	0.512	5.12
	10	3.90	0.284	2.84	—	—
	Среднее			3.71		2.98

На нашей площадке мы, к сожалению, располагаем данными по учету опада только за период с 1/VII по 5/XI 1940 г.

Для сбора опада на площадке было расставлено 20 деревянных лотков размером 1 м² каждый. 10 лотков было расположено в пределах первых трех участков (юго-восточная часть площадки) и 10 лотков — в пределах четвертого и пятого участков (северо-западная часть площадки). Сбор опада приурочивался к срокам взятия образцов почв для анализа. Полученные данные приведены в табл. 7.

ТАБЛИЦА 7

Количество опада в г воздушно-сухого вещества на 1 м² 1940 г.

№ лотка	с 1/VII по 1/VIII	с 1/VIII по 9/IX	с 9/IX по 14/X	с 14/X по 5/XI	Всего с 1/VII по 5/XI
1	9.6	13.3	55.8	41.7	120.4
2	8.9	15.3	50.6	30.5	106.3
3	8.3	16.7	59.5	4.2	88.7
4	21.2	35.0	112.7	12.0	180.9
5	8.4	11.8	37.8	6.8	64.8
6	23.2	27.6	73.5	14.1	138.4
7	24.7	29.1	94.4	17.4	165.6
8	20.0	40.1	53.7	56.6	170.4
9	27.6	19.6	39.3	11.6	98.1
10	18.0	17.3	32.5	16.1	83.9
Среднее из 10 для участков № 1, 2 и 3					121.7
11	18.0	17.4	17.3	8.5	61.2
12	17.6	19.6	26.2	19.1	82.5
13	10.0	20.3	27.3	24.3	81.9
14	18.7	33.7	69.4	15.2	137.0
15	20.0	16.9	78.3	5.9	121.1
16	6.8	13.1	9.0	0.0	28.9
17	17.3	21.9	24.0	5.8	69.0
18	20.0	20.4	40.0	16.4	96.8
19	8.8	16.9	18.7	0.0	44.4
20	20.2	16.6	9.6	0.0	46.4
Среднее из 10 для участков № 4 и 5					76.9

Средняя величина летнего опада в юго-восточной части площадки (121.7 г на 1 м²) более чем в полтора раза превышает величину, полученную для северо-западной части площадки (76.9 г на 1 м²). Однако в юго-восточной части площадки запас подстилки меньше, что, очевидно, объясняется лучшими условиями ее разложения, как, например, присутствием листвы, и лучшим водно-воздушным режимом, обусловленным большим наклоном.

Для того чтобы получить представление хотя бы о порядке величины опада напочвенного растительного покрова, мы собрали в пределах юго-восточной части площадки с четырех пробных площадок, размером по 1 м² каждая, всю травянистую растительность вместе с корнями (корни расположены почти исключительно в подстилке). Корни от подстилки и почвы отделялись руками без промывания. Мхи, представленные на этих пробных площадках почти исключительно семейством Mnium, были собраны вместе с травой.

Мы видим (табл. 8), что, кроме древесного опада, в подстилку ежегодно может поступать до 100 г на 1 м² (т. е. до 1 т на га) остатков напочвенного растительного покрова.

Впрочем, истинная величина, вероятно, несколько меньше, поскольку не все корни отмирают ежегодно.

Интересно сравнить полученную нами среднюю величину запаса подстилки с имеющимися в литературе данными.

Ebermayer [23] получил величину запаса подстилки в еловом лесу,

ТАБЛИЦА 8

Опад напочвенного растительного покрова в г воздушно-сухого вещества на 1 м²

№ площадки	Вес травы и лиственных мхов	Вес корней	Общий вес	Дата сбора
I	56.1	36.8	92.9	5/IX
II	62.6	63.7	126.4	6/IX
III	37.7	49.0	86.6	6/IX
IV	50.8	40.8	91.7	7/IX
Среднее	51.8	47.6	99.4	

колеблющуюся от 7 до 12 т сухого вещества на 1 га, в зависимости от возраста насаждения.

Н. Н. Степанов [16] получил в еловом лесу величину запаса подстилки, равную 84.9 т сухой подстилки при мертвом покрове и 48.2 т при живом. Средняя величина (из 22 определений) равняется 63.3 т/га. Сбор подстилки производился с площадок величиною в 1 м², расположенных по определенной линии на расстоянии 40 м друг от друга. В другом квартале такого же и одновозрастного насаждения, но с более редким древостоем (0.6, в то время как в первом случае было 0.8), запас подстилки определялся величиной 11.38 т/га, причем через 3 года этот запас увеличился до 25 т/га. В этом квартале сбор подстилки производился с 9 площадок размером в 1 м², расположенных на участке величиною в 6400 м².

Столь большое увеличение запаса подстилки заставляет предполагать, что получаемый за эти 3 года почвой опад почти совершенно не разлагался, что очень мало вероятно. Наши наблюдения, как мы увидим ниже, показали, что величина запаса подстилки испытывает значительные сезонные колебания. К сожалению, Н. Н. Степанов не указывает время сбора подстилки, поэтому остается неясным, не является ли вышеупомянутое увеличение запаса подстилки временным, сезонным.

Необходимо упомянуть еще об исследованиях Н. Ф. Созыкина [14], определявшего запас подстилки в различных насаждениях. Образцы подстилок брались стальным режущим цилиндром ($d = 206$ мм, $h = 80$ мм), на всю мощность подстилки, обычно с 20—25-кратной повторностью.

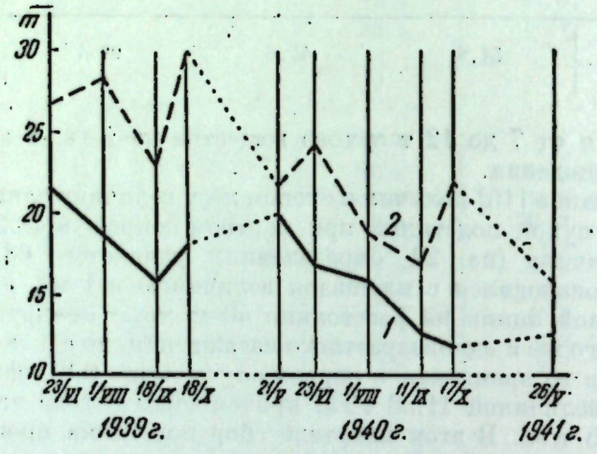
Величины запаса подстилки, которые приводит автор, очень различны, колеблются в зависимости от состава опада и наземного покрова, а также от мощности подстилки. Для ельника зеленомошника получены величины запаса подстилки от 10 т/га (в окнах) до 22 т/га. Для смешанного еловолиственного леса от 23 т/га до 48 т/га (мощность A_0 6—8 см).

Автор отмечает, что на протяжении лета в лиственных насаждениях (дуб, липа, береза, осина) запас подстилки заметно меняется вследствие быстрого разложения, однако дат взятия образцов подстилок не приводит.

Изменения запаса подстилки связаны, прежде всего, с различной интенсивностью разложения подстилки в течение года, а затем с неравномерностью поступления опада на почву. М. И. Сахаров [12] по наблюдениям в 1937—1938 гг. установил, что на протяжении года опад поступал на почву неравномерно, но во всех случаях в разных фитоценозах наблюдалось значительное увеличение его в течение октября. От годовой

нормы октябрьский опад составил в ельнике черничко-кисличном 17%. Среднемесячный опад в этом насаждении за летние месяцы равнялся 8.3% и за зимние месяцы — 7%.

Сезонные колебания запаса подстилки по нашей площадке можно проследить по табл. 5 и фиг. 2. В течение лета 1939 г. средний запас подстилки уменьшился с 23 т/га до 18.5 т/га; в течение лета 1940 г.— с 20.2 т/га до 13 т/га. Осенью (в октябре) запас подстилки увеличивается за счет усиленного отпада. Но на втором и третьем участках в 1939 г. и на первом участке в 1940 г. запас подстилки к 18/X уменьшается, несмотря на листопад. Это значит, что разложение подстилки идет настолько интенсивно, что расход вещества превышает величину опада.



Фиг. 2. Измерение запаса подстилки в тоннах на 1 га:
1 — первый участок; *2* — четвертый участок.

На четвертом и пятом участках с 17/IX по 17/X запас подстилки сильно увеличился (на 667 г на 1 м²). Очевидно, процессы разложения здесь в этот период времени затухают. Почему же по-разному идут процессы разложения на первых трех участках, с одной стороны, и на четвертом и пятом, с другой стороны? Одной из причин может быть неодинаковость влажности почвы. В северо-западной части площадки почва несколько влажнее вследствие более плоского местоположения ее. Здесь в микропонижениях нередки сфагновые пятна. Юго-восточная часть расположена на очень пологом склоне, и вследствие поверхностного стока избыточного увлажнения обычно не наблюдается. Но еще большее значение, как нам кажется, имеет неодинаковость разлагающегося материала. На первых трех участках, как уже говорилось, в составе опада большое участие принимает листва, а в четвертом и пятом ее участие совсем ничтожно. Из работ С. П. Кравкова [4, 5] известно, что разложение растительных остатков идет успешнее в том случае, если в растительных остатках содержится много водорастворимых веществ, которые создают благоприятные условия для развития деятельности микроорганизмов. Таковыми свойствами обладает листва. Хвоя же, наоборот, содержит очень мало водорастворимых соединений, поэтому разложение ее идет медленно.

Кроме того, С. П. Кравков установил, что разложение растительных остатков идет лучше в том случае, если они не подвергаются выщелачиванию.

Если же продукты разложения, главным образом основания, вымываются из растительных остатков, то в таком случае создается кислая среда, неблагоприятная для микроорганизмов, процессы разложения сильно замедляются и в результате образуется много водорастворимых органических соединений, преимущественно кислотного характера. С. П. Кравков высказал предположение, что одной из причин медленного разложения хвои является также высокое содержание в ней смолистых веществ, затрудняющих свободное смачивание хвои водою, и действующих антисептически.

Все эти выводы С. П. Кравкова нашли подтверждение в позднейших работах Степанова [16, 17], Шумакова [20] и других авторов. Основываясь на них, мы можем объяснить различный характер разложения подстилки на разных участках нашей площадки. На четвертом и пятом участках осеннее увеличение запаса подстилки в 1939 г. обязано затуханию процессов разложения. После засушливого лета первые осенние дожди вымыли из подстилки накопившиеся в ней в процессе разложения основания. Вновь поступающий материал очень беден легко растворимыми минеральными и органическими соединениями, и микробиологическая деятельность подавляется. На первых же трех участках, где в опаде много листвы, вымывание дождями из подстилки минеральных соединений компенсируется поступлением их из свежего опада. В период листопада подстилка может даже обогащаться основаниями, несмотря на усиленное промывание осенними дождями. Подробнее влияние листопада на химический состав подстилки мы разберем ниже, теперь же лишь отметим, что процессы разложения идут настолько интенсивно, что запас подстилки уменьшается, несмотря на листопад. Увеличение количества подстилки к 18/X наблюдается лишь на первом участке, где участие лиственных пород в составе насаждения значительно больше, в силу чего и масса осеннего опада очень велика.

К весне 1940 г. на первых трех участках запас подстилки увеличивается в среднем на 3.9 т/га за счет зимнего опадания хвои и сучков. Величина эта близка к величинам опада, определенным на почвенном участке для ельника-кисличника за этот период (4.5 т/га, табл. 6). Для четвертого и пятого участков мы видим (фиг. 2) очень значительное уменьшение запаса подстилки к весне 1940 г. Конечно, не следует думать, что разложение подстилки шло равномерно в течение зимы, как это выглядит на кривой. Повидимому, разложение могло начаться еще осенью и возобновиться весной сразу после снеготаяния. А так как наблюдения наши начались в 1940 г. только с 21/V, то мы не знаем, как велик был запас подстилки, скажем, в конце апреля или в первых числах мая. Точно так же мы на основании этой кривой не можем утверждать, что на первых трех участках ранней весной не было разложения подстилки, так как не знаем, какой запас ее был в конце апреля [оттаивание подстилки наблюдалось И. С. Васильевым (1) на 1-й водно-балансовой площадке почвенного участка 17/IV, а 20/IV им отмечено оттаивание гор. A_1]. Очень возможно, что в конце апреля запас подстилки был на первых трех участках больше, чем мы его определили 21/V, и процессы разложения там шли так же, как и на 4-м и 5-м участках. В течение лета 1940 г. мы видим очень интенсивное разложение подстилки на всех участках площадки.

С 21/V по 11/IX в среднем разложилось около 8 т/га. Уменьшение запаса подстилки было заметно даже на-глаз. Весной средняя мощность подстилки равнялась 3.9 см, а осенью — 2.3 см (цифры представляют собой среднее из 48 определений на площадке).

Метеорологические условия лета 1940 г., как уже говорилось, сильно отличались от лета 1939 г. обильными осадками и несколько пониженной температурой летних месяцев.

Усиленное разложение материала подстилки в 1940 г. может объясняться тем, что в течение 1939 г., в силу плохих условий разложения (чрезмерная сухость), накопилось большое количество частично разложившегося материала, который при улучшении условий разложения в 1940 г. начал очень быстро разлагаться.

Проведенное дополнительно весной 1941 г. определение запаса подстилки подтвердило указанные выше закономерности (см. табл. 5 и фиг. 2).

По мере разложения подстилки, несомненно, меняется и химический состав ее. Отщепляющиеся при минерализации основания частью используются живыми растениями, частью же выщелачиваются из подстилки.

ТАБЛИЦА 9

Изменение зольности подстилки в г на 100 г сухого вещества

№ участка	№№ точек	1939 г.				1940 г.				
		23/VI	1/VIII	18/IX	18/X	21/V	23/VI	1/VIII	11/IX	17/X
1	1—10	19.35	22.20	15.30	16.93	15.04	9.22	12.99	13.79	12.13
2	11—20	20.94	16.92	11.67	13.03	15.58	8.71	9.64	11.39	12.35
3	21—30	20.49	15.77	9.92	13.42	10.90	7.57	11.97	11.60	10.90
Среднее для 1-го, 2-го и 3-го участков . . .		20.26	18.30	12.30	14.46	13.84	8.50	11.53	12.26	11.79
4	31—40	14.72	11.34	—	10.65	9.90	9.87	8.56	10.08	8.74
5	41—50	14.37	14.08	11.79	12.69	10.84	9.20	9.15	10.71	10.26
Среднее для 4-го и 5-го участков		14.54	12.71	11.79	11.67	10.37	9.53	8.85	10.39	9.50
Среднее для всей площадки		17.97	16.06	12.17	13.34	12.45	8.91	10.46	11.51	10.87

В табл. 9 приведены данные, показывающие сезонные изменения зольности подстилки.

Сопоставление данных табл. 10 указывает на некоторые существенные различия между той и другой частью площадки в изменении состава подстилки.

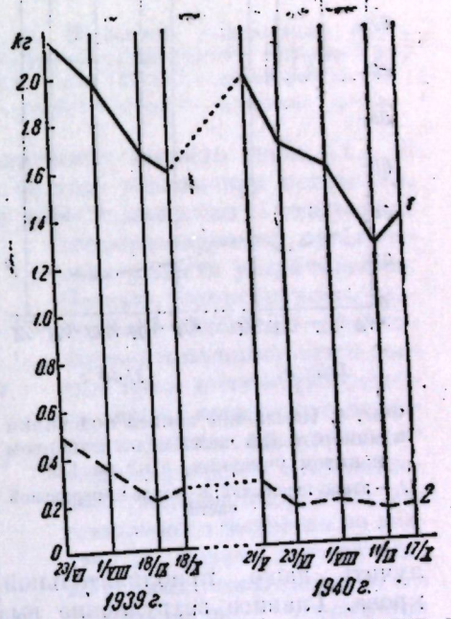
В юго-восточной части площадки (среднеподзолистая почва, первые три участка) по мере разложения подстилки летом 1939 г. запас минеральной части ее (табл. 10 и фиг. 3) до 18/IX также уменьшается. Выше уже отмечалось, что при метеорологических условиях 1939 г. какое-либо вмывание веществ из подстилки в почву было невозможно. Поэтому остается предположить, что минеральное вещество подстилки расходовалось только на питание растений. Некоторое увеличение запаса минеральной

ТАБЛИЦА 10

Изменение запаса подстилки и минеральной ее части

	1939 г.				1940 г.				
	23/VI	1/VIII	18/IX	18/X	21/V	23/VI	1/VIII	11/IX	17/X
Среднее для первых трех участков									
Запас подстилки в кг на 1 м²	2.170	1.984	1.687	1.605	1.991	1.691	1.512	1.150	1.292
Зольность подстилки в %	20.26	18.30	12.30	14.46	13.84	8.50	11.53	12.26	11.79
Запас минер. части подстилки в кг на 1 м² .	0.440	0.363	0.207	0.232	0.275	0.144	0.174	0.141	0.152
Среднее для четвертого и пятого участков									
Запас подстилки в кг на 1 м²	2.558	2.427	2.118	2.785	2.074	2.155	1.741	1.549	1.894
Зольность подстилки в %	14.54	12.71	11.79	11.67	10.37	9.53	8.85	10.39	9.50
Запас минеральной части подстилки в кг на 1 м²	0.372	0.308	0.250	0.325	0.215	0.205	0.154	0.161	0.180

части подстилки к 18/X не может быть объяснено только поступлением свежего опада. Повидимому, это увеличение произошло также за счет примешивания минеральных частиц почвы к нижнему слою подстилки, наиболее разложившемуся. Такие явления взаимного проникновения между подстилкой и горизонтом A_1 осуществляются деятельностью воды, растущих корней и стебельков растений, а самое главное — деятельностью насекомых, червей и мелких роющих позвоночных, живущих в подстилке. Есть основание предполагать, что в юго-восточной части площадки, где растительность как надпочвенная, так и древесная богаче, чем в северо-западной части, животный мир также богаче и деятельность его более интенсивна, что и способствует более быстрому разложению подстилки.



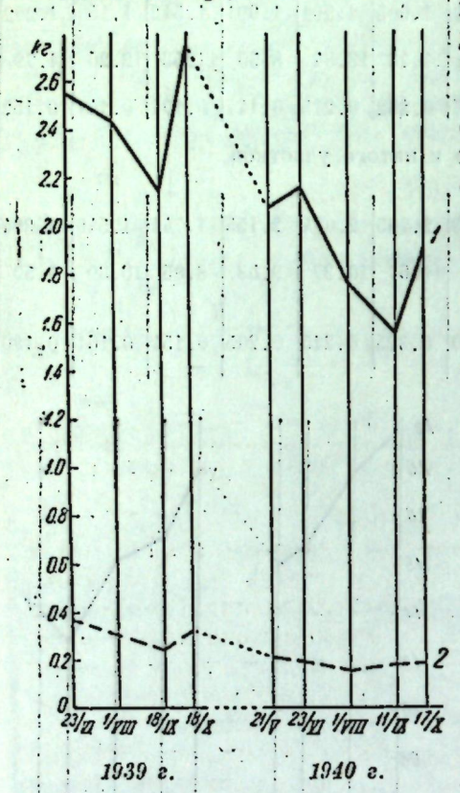
Фиг. 3. Изменение запаса подстилки и минеральной ее части на первых трех участках в кг на 1 м²:
1 — запас подстилки; 2 — запас минеральной части подстилки.

Летом 1940 г. разложение подстилки шло чрезвычайно энергично, но осенью мы видим все же небольшое увеличение запаса подстилки. За период с 11/IX по 17/X подстилка в этой части площадки получила около 200 г на 1 м² растительных остатков (табл. 7 и 8). Запас подстилки увеличился в среднем на 142 г (табл. 5) на 1 м². Следовательно, разложение шло, но не так интенсивно как летом.

Встает вопрос, почему в 1939 г. осенью разложение подстилки перекрыло приход органического вещества в виде опада, а в 1940 г.— нет? Повидимому, это связано с большим количеством осадков в сентябре и октябре 1940 г., вызвавшим избыточное увлажнение. Это последнее, в свою очередь, ухудшило аэрацию и замедлило процессы разложения.

Разумеется, вода действует не только сама по себе, но и косвенно, влияя на развитие той или иной группы микрофлоры.

Запас минеральной части подстилки в 1940 г. сначала резко уменьшается, а затем до глубокой осени держится на одном и том же уровне. Очевидно, при такой энергичной минерализации подстилки, какая имела место летом 1940 г., все минеральные вещества, способные перейти в подвижное состояние, были частью усвоены растениями, частью вымыты из подстилки в начале лета. Остались лишь устойчивые соединения, количество которых заметно не изменялось.



Фиг. 4. Изменение запаса подстилки и минеральной части ее на четвертом и пятом участках, в кг на 1 м²:
1 — запас подстилки; 2 — запас минеральной части.

Для северо-западной части площадки (табл. 10 и фиг. 4) мы имеем несколько иную картину хода разложения подстилки. В 1939 г. с 18/IX по 18/X уже наблюдается значительное увеличение запаса подстилки за счет усиленного опада. Известно, что на почвах сильноподзолистых и подзолах ель имеет более поверхностное распространение корневой системы, чем на почвах среднеподзолистых, а поэтому больше страдает от засухи, вследствие чего опадение хвои начинается раньше.

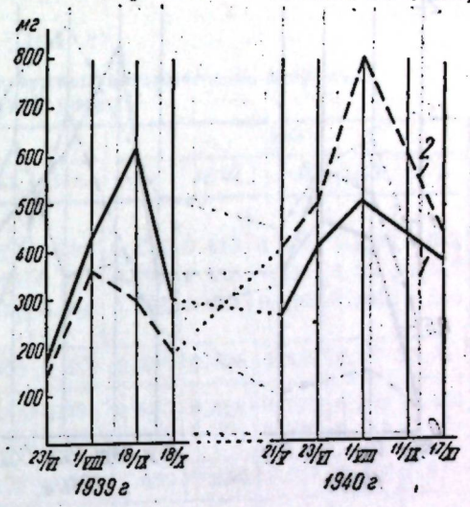
Очевидно, разложение подстилки здесь, в отличие от юго-восточной части площадки, в этот промежуток времени сильно отстает от поступления материала. Без точного учета опада этот вопрос решить нельзя. Учесть же точно опад в этих условиях весьма затруднительно, — мы не можем получить даже приблизительной величины опада напочвенного покрова. Главное затруднение вызывают блестящие мхи, имеющие здесь заметное распространение, у которых ежегодно отмирает только какая-то доля нижней части их стебля, трудно поддающаяся учету. В 1940 г. запас подстилки здесь увеличился за время с 11/IX по 17/X на 345 г на 1 кв. м. Из табл. 6 можно вычислить, что на 1 кв. м за это время приходится лишь около 70 г древесного опада. Отсюда видно, какое большое значение имеет опад напочвенного покрова.

Ход изменения запаса минеральной части подстилки (фиг. 4) в этой части площадки такой же, как и в юго-восточной части, только амплитуды колебания гораздо меньше. Отметим еще заметно меньшую зольность подстилки, что связано с отсутствием лиственных пород и, возможно, с меньшей деятельностью животных.

2. Динамика содержания и состава водорастворимых соединений в подстилке

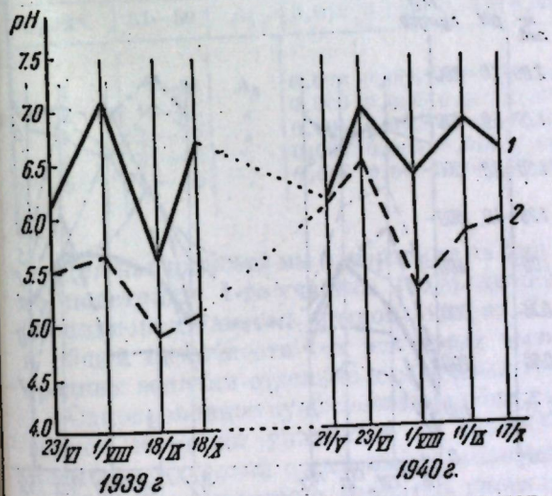
По мере разложения подстилки происходит изменение ее химических свойств. Рассмотрим сначала изменения содержания и состава веществ, переходящих в водную вытяжку. Разумеется, водная вытяжка может дать нам лишь косвенное представление о тех изменениях состава и концентрации, которые испытывает почвенный раствор. Тем не менее и этот метод позволяет подметить ряд явлений.

Водные вытяжки приготовлялись из свежих, не доведенных до воздушно-сухого состояния, подстилок при отношении к воде 1:10, взбалтывались 3 минуты и фильтровались через фильтр из бумаги Schl. Sch. 602 hart. Вытяжки получались прозрачные, желтого цвета. В вытяжке определялось количество органического вещества по методу Тюрина, pH стеклянным электродом и титровальная щелочность и кислотность.



Фиг. 5. Изменение содержания водорастворимых органических веществ в подстилке, в мг на 100 г сухой подстилки:
1 — первый участок; 2 — четвертый участок.

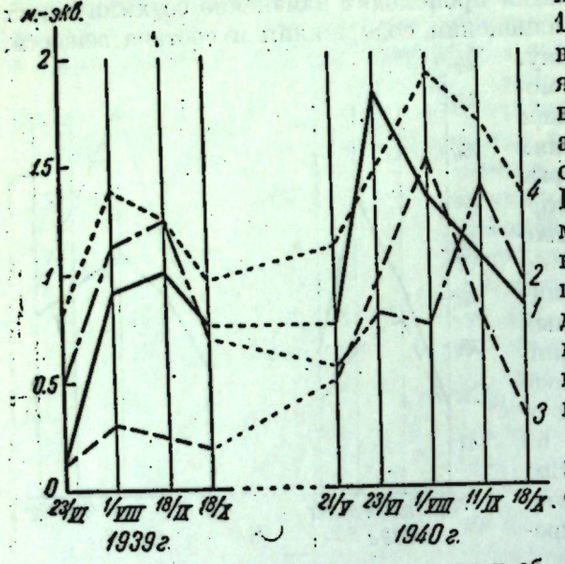
Количество водно-растворимых органических веществ (табл. 11, 16 и фиг. 5 и 8) изменяется в зависимости от хода разложения подстилки, а также от условий промывания ее. По мере разложения — содержание водорастворимых органических веществ увеличивается. Осенью, когда скорость разложения несколько уменьшается и накапливается значительное количество свежего опада, количество водорастворимого органического вещества падает. «Исчезновение» водорастворимого органического вещества из подстилки может вызываться, во-первых, вымыванием его в нижележащие горизонты почвы дождевыми водами, во-вторых, его разложением, и в-третьих, возможно, закреплением его на месте путем образования труднорастворимых соединений с основаниями (в частности с кальцием), выщелачивающимися из свежего опада, особенно из листвы.



Фиг. 6. Изменение pH водной вытяжки из подстилок первого и четвертого участков;
1 — первый участок, 2 — четвертый участок.

Действительно, на первом участке, где в опаде листвы очень много, мы видим резкое уменьшение количества водорастворимого органического вещества осенью 1939 г. после листопада. До весны 1940 г. это количество

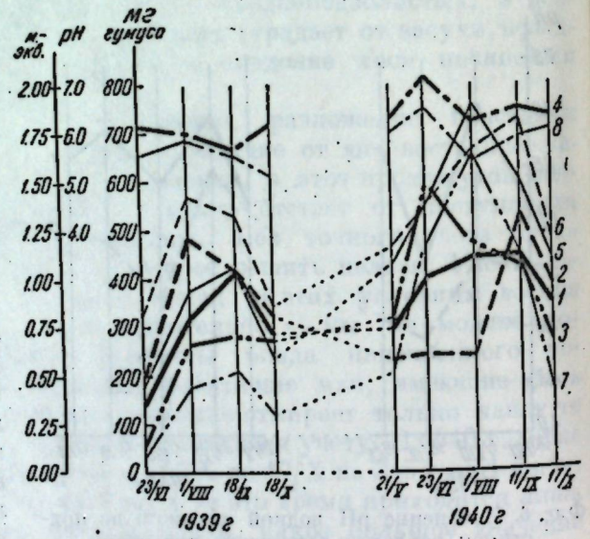
остается неизменным и только летом, по мере разложения подстилки и, следовательно, поступления новых веществ, опять увеличивается, но уже не достигает прежней величины 1939 г. Разложение подстилки в 1940 г. идет при иных условиях, чем было в 1939 г., в условиях регулярного промывания, а следовательно, и удаления освобождающихся оснований. Благодаря непрерывному вымыванию оснований из подстилки, а также непрерывному выщелачиванию оснований из увядающей и опадающей листвы мы не видим того эффекта «закрепления» гумуса в подстилке, какой был осенью 1939 г.



Фиг. 7. Изменение общей щелочности и общей кислотности водной вытяжки из подстилок первого и четвертого участков в м-экв. на 100 г сухой подстилки:

первый участок: *1* — общая щелочность, *2* — общая кислотность; четвертый участок: *3* — общая щелочность; *4* — общая кислотность.

На четвертом участке, где в опаде листвы очень мало, в сухое лето 1939 г. в подстилке образовалось очень небольшое количество водорастворимых органических веществ (до 300 мг на 100 г), во влажное же лето 1940 г., наоборот, очень много (почти до 800 мг на 100 г). Разложение подстилки, как мы уже разбирали выше, началось, по-видимому, очень рано, до начала весенних наблюдений (21/V). Одновременно началось и образование водорастворимых органических веществ, и к 21/V мы находим их количество равным 400 мг на 100 г, против 200 мг, бывших осенью (табл. 11). До 1/VIII количество водорастворимого органического вещества продолжает увеличиваться и затем быстро падает. По-видимому, такой перелом связан с определенной стадией разложения подстилки, когда образование подвижных продуктов начинает отставать от вымывания их. Частично здесь может иметь место также и связывание органического вещества основаниями, что подтверждается повышением pH водной вытяжки.



Фиг. 8. Изменение состава водной вытяжки из подстилок:

среднеподзолистая почва: *1* — водорастворимый гумус в мг на 100 г сухой подстилки; *2* — кислотность в м.-экв. на 100 г сухой подстилки; *3* — щелочность в м-экв. на 100 г сухой подстилки; *4* — pH; сильноподзолистая почва: *5* — водорастворимый гумус; *6* — кислотность; *7* — щелочность; *8* — pH.

Что же представляют собою органические вещества, извлекаемые водой из подстилки? Соотношение кислотности, щелочности и pH водной вытяжки до некоторой степени разъясняют характер этих веществ.

Цифры, приведенные в табл. 11, 12 и 13, показывают изменение этих величин во времени.

ТАБЛИЦА 11

Изменение количества водорастворимого органического вещества на 100 г сухой почвы

№ участка	№№ точек	Горизонт	1939 г. 23/VI	1/VIII	18/IX	18/X	1940 г. 21/V	23/VI	1/VIII	11/IX	17/X
1	1—10	A_0	0.166	0.421	0.628	0.392	0.268	0.413	0.508	0.430	0.385
2	11—20	„	0.117	0.234	0.320	0.291	0.300	0.415	0.316	0.498	0.342
3	21—30	„	0.132	0.315	0.314	0.244	0.320	0.359	0.491	0.384	0.265
Среди.	1—30	A_0	0.138	0.323	0.420	0.279	0.296	0.396	0.438	0.437	0.331
4	31—40	„	0.148	0.361	0.315	0.186	0.405	0.494	0.783	0.503	0.423
5	41—50	„	0.202	0.385	0.534	0.269	0.456	0.598	0.719	0.684	0.415
Среди.	31—50	A_0	0.175	0.373	0.425	0.227	0.430	0.546	0.751	0.593	0.419
1	1—10	A_1	0.006	0.010	0.007	0.005	0.008	0.003	0.010	0.005	0.007
2	11—20	„	0.006	0.009	0.011	0.005	0.009	0.004	0.009	0.006	0.011
3	21—30	„	0.005	0.009	0.010	0.004	0.011	0.006	0.009	0.007	0.011
Среди.	1—30	A_1	0.006	0.009	0.009	0.005	0.009	0.004	0.009	0.006	0.010
4	31—40	„	0.017	0.027	0.018	0.014	0.022	0.020	0.027	0.018	0.027
5	41—50	„	0.013	0.020	0.015	0.012	0.019	0.018	0.020	0.017	0.013
Среди.	31—50	A_1	0.015	0.023	0.016	0.013	0.021	0.019	0.023	0.017	0.020
1	1—10	A_2	0.003	0.006	0.003	0.005	0.006	0.002	0.007	0.005	0.008
2	11—20	„	0.003	0.006	0.003	0.002	0.005	0.002	0.004	0.003	0.005
3	21—30	„	0.005	0.005	0.003	0.003	0.006	0.002	0.004	0.004	0.006
4	31—40	„	0.007	0.006	0.004	0.007	0.005	0.005	0.006	0.008	0.006
5	41—50	„	0.006	0.007	0.004	0.007	0.006	0.005	0.005	0.006	0.006

Для наглядности мы изобразили на фиг. 6 изменение pH водной вытяжки из подстилки 1-го участка (со среднеподзолистой почвой) и 4-го участка (с сильноподзолистой почвой), на фиг. 7 — изменение общей кислотности и общей щелочности тех же самых вытяжек, а на фиг. 8 — изменение средних величин отдельно для первых трех и последних двух участков.

Одновременное существование общей щелочности и общей кислотности водной вытяжки указывает на совместное присутствие в ней слабых кислот и их солей с сильными основаниями.

Кислоты в вытяжке, вероятно, главным образом—органические. Кроме них имеется всегда в том или ином количестве угольная кислота, а также могут встретиться некоторые слабые минеральные кислоты, как, например, фосфорная и кремневая.

Величина pH вытяжки зависит, прежде всего, от соотношения между величинами щелочности и кислотности, т. е. от соотношения количеств свободных кислот и их солей. С изменением этого соотношения изменится и pH вытяжки.

ТАБЛИЦА 12

Изменение общей кислотности водной вытяжки в мг-экв. на 100 г сухой почвы

№ участка	№№ точек	Горизонт	1939 г.				1940 г.				
			23/VI	1/VIII	18/IX	18/X	21/V	23/VI	1/VIII	11/IX	17/X
1	1—10	A_0	0.48	1.18	1.26	0.75	0.56	—	0.73	1.39	0.92
2	11—20	„	0.35	0.95	0.97	0.78	0.65	—	0.55	1.31	0.92
3	21—30	„	0.46	1.48	0.97	0.83	0.75	0.69	0.81	1.46	0.97
Среднее	1—30	„	0.43	1.20	1.07	0.79	0.65	0.69	0.70	1.39	0.94
4	31—40	„	0.81	1.39	1.23	0.83	1.06	1.40	1.88	1.69	1.20
5	41—50	„	0.82	1.45	1.43	0.85	1.22	1.37	1.45	1.94	1.13
Среднее	31—50	„	0.81	1.42	1.33	0.84	1.14	1.38	1.64	1.81	1.16
1	1—10	A_1	0.08	0.09	0.07	0.06	0.08	0.06	0.07	0.07	0.07
2	11—20	„	0.09	0.07	0.08	0.06	0.07	0.06	0.05	0.11	0.08
3	21—30	„	0.09	0.07	0.06	0.06	0.08	0.11	0.09	0.08	0.09
Среднее	1—30	A_1	0.09	0.08	0.07	0.06	0.08	0.08	0.07	0.09	0.08
4	31—40	„	0.19	0.22	0.18	0.16	0.20	0.26	0.20	0.20	0.22
5	41—80	„	0.15	0.21	0.16	0.13	0.17	0.23	0.20	0.19	0.12
Среднее	31—50	„	0.17	0.21	0.17	0.14	0.19	0.25	0.20	0.20	0.17
1	1—10	A_2	0.06	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.08	0.05	0.05
2	11—20	„	0.06	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.06	0.04
3	21—30	„	0.07	0.04	0.05	0.03	0.04	0.05	0.05	0.06	0.05
4	31—40	„	0.09	0.08	0.06	0.04	0.07	0.08	0.07	0.09	0.07
5	41—50	„	0.08	0.05	0.06	0.04	0.05	0.07	0.07	0.07	0.07

ТАБЛИЦА 13

Изменение общей щелочности водной вытяжки в м-экв на 100 г сухой почвы

№ участка	№№ точек	Горизонт	1939 г.				1940 г.				
			23/VI	1/VIII	18/IX	18/X	21/V	23/VI	1/VIII	11/IX	17/X
1	1—10	A_0	0.13	0.91	1.00	0.76	0.78	1.82	1.32	1.06	0.78
2	11—20	„	0.10	0.44	0.55	0.74	0.80	1.37	0.85	1.31	0.72
3	21—30	„	0.12	0.56	0.56	0.51	0.73	1.21	1.27	0.75	0.43
Среди.	1—30	„	0.12	0.64	0.70	0.67	0.77	1.47	1.15	1.04	0.64
4	31—40	„	0.10	0.33	0.32	0.21	0.50	0.99	1.50	0.81	0.33
5	41—50	„	0.10	0.56	0.74	0.42	0.49	1.34	1.74	1.33	0.40
Среди.	31—50	„	0.10	0.45	0.53	0.31	0.50	1.17	1.62	1.12	0.36

Однако, величина pH может измениться и в том случае, если изменится природа соединений, переходящих в вытяжку. Если, например, на месте более слабых кислот появятся более сильные, хотя бы и в том же количестве, то pH также изменится.

ТАБЛИЦА 14

Изменение pH водной вытяжки

№ участка	№№ точек	Горизонт	1939 г.				1940 г.				
			23/VI	1/VIII	18/IX	18/X	21/V	23/VI	1/VIII	11/IX	17/X
1	1—10	A_0	6.14	7.17	5.61	6.72	6.15	7.01	6.37	6.93	6.63
2	11—20	„	6.22	6.90	5.63	6.25	6.25	7.17	6.12	6.69	6.08
3	21—30	„	6.14	5.52	5.74	5.81	6.23	7.04	6.08	6.11	6.37
Среднее	1—30	„	6.16	5.97	5.66	6.12	6.21	7.07	6.17	6.44	6.31
4	31—40	A_0	5.53	5.63	4.95	5.07	6.10	6.49	5.25	5.84	5.91
5	41—50	,	5.56	6.43	5.30	5.27	5.95	6.41	5.50	5.84	6.24
Среднее	31—50	„	5.54	5.87	5.59	5.16	6.02	6.45	5.35	5.84	6.04
1	1—10	A_1	5.40	5.90	5.38	5.42	5.85	6.36	5.35	5.61	6.11
2	11—20	„	5.68	6.04	5.34	5.60	5.85	6.28	5.60	5.61	6.24
3	21—30	„	5.79	5.81	5.25	5.55	5.81	6.36	5.35	5.50	6.30
4	31—40	„	4.73	4.79	4.30	4.44	5.07	5.32	4.73	4.71	5.18
5	41—50	„	4.68	4.97	4.53	4.76	5.20	5.50	4.69	5.25	5.52
1	1—10	A_2	5.98	6.53	6.04	6.05	5.87	7.56	5.99	6.35	6.59
2	11—20	„	6.02	6.59	6.08	6.29	5.96	7.45	5.99	5.87	6.59
3	21—30	„	5.81	6.39	6.04	6.90	6.13	7.17	5.99	6.19	6.06
4	31—40	„	5.42	5.86	5.63	6.07	5.62	6.33	5.46	5.19	5.56
5	41—50	„	5.57	6.37	5.57	5.66	5.72	6.83	5.51	5.65	6.24

Примечание. При вычислении средних величин сначала величины pH пересчитывались в величины C_H, из последних вычислялось среднее C_H, которое затем снова пересчитывалось в pH.

ТАБЛИЦА 15

Щелочность и кислотность водных вытяжек из A_0, пересчитанная на 1 г водорастворимого органического вещества

№ участка	№№ точек	1939 г.				1940 г.				
		23/VI	1/VIII	18/IX	18/X	21/V	23/VI	1/VIII	11/IX	17/X
		Водо-растворимый гумус в мг на 100 г почвы								
1	1—10	166	421	628	302	268	413	508	430	385
4	31—40	148	361	315	186	405	494	783	503	423
		Щелочность в м-экв. на 1 г водорастворимого органического вещества								
1	1—10	0.78	2.16	1.59	2.51	2.91	4.40	2.59	2.46	2.02
4	31—40	0.67	0.91	1.01	1.13	1.22	2.00	1.90	1.61	0.78
		Кислотность в м-экв. на 1 г водорастворимого органического вещества								
1	1—10	2.89	2.80	2.00	2.48	2.08	1.93	1.43	3.23	2.40
4	31—40	5.47	3.85	3.90	4.46	2.63	2.83	2.40	3.36	2.83

Обратимся к рассмотрению наших экспериментальных данных и остановимся сначала на средних данных, приведенных в табл. 16 и изображенных графически на фиг. 8.

Рассматривая эти данные, прежде всего можем констатировать наличие общей коррелятивной связи между содержанием водорастворимого гумуса, с одной стороны, и величинами общей кислотности и щелочности, с другой. Наличие этой связи свидетельствует о том, что то, что мы называем водорастворимым гумусом, представляет собою, если не исключительно, то преимущественно смесь различных слабых кислот и их солей с сильными основаниями.

Однако указанная связь при более внимательном рассмотрении фиг. 8 не имеет характера прежней зависимости, а имеет более сложный характер. Особенно ярко это обнаруживается при рассмотрении кривых, относящихся к среднеподзолистой почве.

В 1939 г. от 23 июня к 1 августа все три величины — содержание гумуса, кислотность и щелочность — резко нарастают. Это период сравнительно медленного разложения подстилки (см. табл. 5) и ничтожного выщелачивания, в силу чего водорастворимые продукты, образующиеся при разложении, накапливаются в подстилке. Образование свободных кислот и их солей идет с одинаковой более или менее скоростью.

От 1 августа к 18 сентября содержание водорастворимого гумуса продолжает увеличиваться. Слегка увеличивается и величина щелочности, в то время как величина кислотности заметно уменьшается. Одновременно несколько уменьшается величина pH. Это дает право заключить, что в растворе появляются более сильные кислоты.

От 18 сентября к 18 октября и содержание гумуса и величина кислотности заметно уменьшаются, в то время как величина щелочности остается почти постоянной. Уменьшение содержания гумуса может вызываться как закреплением его при участии оснований, освобождающихся из свежего опада (как мы указывали выше), так и замедлением разложения вследствие понижения температуры. Величина pH несколько возрастает, очевидно, вследствие уменьшения величины кислотности.

Для сильноподзолистой почвы в 1939 г. имеем совершенно аналогичную картину. Содержание водорастворимого гумуса почти равно таковому в подстилке среднеподзолистой почвы, но кислотность выше, а щелочность ниже, чем в последней. В обеих почвах в течение всего периода наблюдений в 1939 г. кислотность выше щелочности.

В 1940 г. картина значительно сложнее.

Рассмотрим сначала среднеподзолистую почву.

21 мая содержание водорастворимого гумуса и величина щелочности почти равны этим же величинам 18 октября 1939 г. Величина кислотности за зиму заметно уменьшилась и стала несколько меньше величины щелочности. Очевидно, основания, накопившиеся в течение засушливого лета 1939 г. в виде солей тех или иных слабых кислот, начинают переходить в раствор в результате или простого растворения, или, более вероятно, после предварительного разложения каких-то нерастворимых в воде соединений. Это последнее предположение кажется нам более вероятным потому, что если бы в подстилке сохранились водорастворимые соединения, они были бы выщелочены талыми водами во время снеготаяния, т. е. в конце апреля — начале мая.

От 21 мая к 23 июня несколько увеличивается содержание водорастворимого гумуса и резко возрастает щелочность, достигая 23 июня своего максимального значения при почти неизменной величине кислотности. В связи с этим увеличивается и pH. В этот период, следовательно,

ТАБЛИЦА 16

Средние величины содержания водорастворимого гумуса, общей щелочности и общей кислотности в подстилке и сумма общей щелочности и общей кислотности, пересчитанная на 1 г водорастворимого гумуса

	1939 г.				1940 г.				
	23/VI	1/VIII	18/IX	18/X	21/V	23/VI	1/VIII	11/IX	17/X
Почва среднеподзолистая (точки 1—30)									
Среднее содержание водорастворимого гумуса, г на 100 г сухой почвы	0.138	0.323	0.420	0.279	0.296	0.396	0.438	0.437	0.331
Средняя величина общей кислотности, м-экв. на 100 г сухой почвы	0.43	1.20	1.07	0.79	0.65	0.69	0.70	1.39	0.94
Средняя величина общей щелочности, м-экв. на 100 г. сухой почвы	0.12	0.64	0.70	0.67	0.77	1.47	1.15	1.04	0.64
Сумма общей кислотности и общей щелочности, м-экв. на 1 г гумуса	3.98	5.70	4.22	5.23	4.80	5.45	4.22	5.56	4.78
Почва сильноподзолистая (точки 31—50).									
Среднее содержание водорастворимого гумуса, г на 100 г. сухой почвы	0.175	0.373	0.425	0.227	0.430	0.546	0.751	0.593	0.419
Средняя величина общей кислотности, м-экв. на 100 г сухой почвы	0.81	1.42	1.33	0.84	1.14	1.38	1.64	1.81	1.16
Средняя величина общей щелочности, м-экв. на 100 г сухой почвы	0.10	0.45	0.53	0.31	0.50	1.17	1.62	1.12	0.36
Сумма общей кислотности и общей щелочности, м-экв. на 1 г гумуса	5.20	5.02	4.38	5.07	3.82	4.67	4.34	5.11	3.62

продолжается и усиливается мобилизация оснований, накопившихся в течение 1939 г. Тот факт, что щелочность увеличивается значительно сильнее, нежели возрастает содержание водорастворимого гумуса, может быть объяснен увеличением концентрации бикарбонатов, которые при этих величинах pH (6.0—7.0) могут уже играть заметную роль в составе раствора, как на это указывал А. А. Роде [10].

От 23 июня к 1 августа содержание гумуса продолжает слабо увеличиваться, кислотность остается постоянной, щелочность резко падает, оставаясь, однако, более высокой чем кислотность; pH в связи с этим начинает

уменьшаться. За этот промежуток времени выпадает довольно большое количество осадков, и уменьшение величины щелочности должно быть объяснено выщелачиванием солей из разлагающейся подстилки. Однако освобождающихся оснований, видимо, еще достаточно для нейтрализации всех новообразующихся кислот.

От 1 августа к 11 сентября содержание водорастворимого гумуса остается постоянным, щелочность несколько уменьшается и сильно увеличивается кислотность, величина которой начинает превышать величину щелочности. Эти явления объясняются продолжающимся обильным выпадением осадков, которые, очевидно, выщелочили большое количество оснований. То количество последних, которое продолжает освобождаться в процессе разложения, очевидно, уже не достаточно для нейтрализации новообразующихся кислот, в силу чего и увеличивается общая кислотность. При этом, однако, величина pH также несколько возрастает, что указывает на то, что в растворе появляются кислоты более слабые.

От 11 сентября к 17 октября заметно уменьшаются величины содержания водорастворимого гумуса, щелочности и кислотности, вероятно, в силу замедления разложения под влиянием пониженных температур и избытка влаги. Впрочем, некоторое влияние может оказать и свежий опад.

При объяснении всех этих явлений необходимо учитывать также роль корней живой растительности.

А. А. Роде [11] применил новейшие исследования физиологов в области минерального питания растений к объяснению некоторых процессов подзолообразования.

Сущность гипотезы А. А. Роде заключается в следующем. В процессе усвоения оснований корни выделяют в обмен эквивалентное количество иона водорода, который и подкисляет почвенный раствор и внедряется непосредственно в почвенный поглощающий комплекс. Таким образом, объясняется наблюдающаяся иногда большая кислотность горизонта A_1 по сравнению с подстилкой и некоторые другие явления, ранее казавшиеся неясными. Этот «источник» кислотности существует наряду с образованием кислых продуктов при разложении растительных остатков грибами и бактериями. В каких соотношениях находятся эти процессы при разных условиях, какова их динамика — об этом данных пока не имеется.

Вернемся к рассмотрению наших данных по соотношению водорастворимого гумуса, общей щелочности и общей кислотности в 1940 году (табл. 16, фиг. 8).

Для сильноподзолистой почвы в 1940 г. мы имеем несколько иную картину, чем для почвы среднеподзолистой. Во-первых, в отличие от 1939 г., в 1940 г. в подстилке сильноподзолистой почвы во все сроки значительно выше содержание водорастворимого гумуса. Мы полагаем, что это должно быть объяснено тем, что разложение органического вещества не доходило до конца. Избыточная влажность, как известно из работ Кравкова [4,5], ведет к образованию большого количества недоокисленных промежуточных продуктов распада. В то же время подстилка среднеподзолистой почвы находится в условиях лучшего дренажа и, следовательно, меньшей влажности, в силу чего в ней разложение легче доходит до конца, т. е. до полной минерализации.

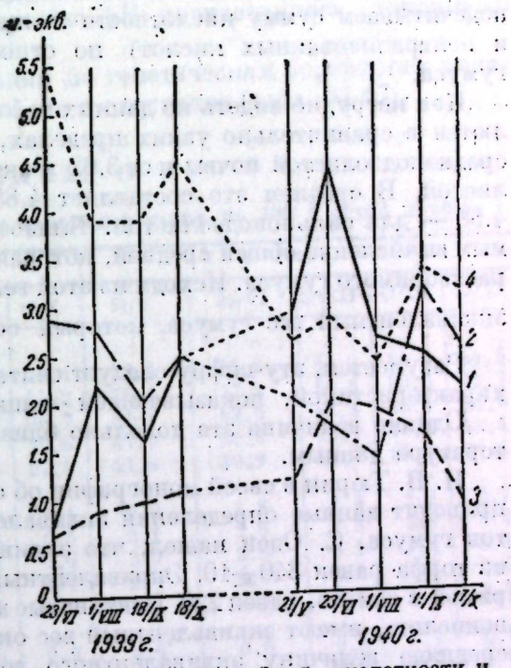
Во-вторых, в подстилке сильноподзолистой почвы величины содержания водорастворимого гумуса и общей щелочности обнаруживают почти прямую зависимость в своих изменениях. Это говорит о том, что в этом случае бикарбонаты в составе раствора, если и принимают участие,

то совершенно ничтожное, а величина общей щелочности обусловливается почти исключительно солями органических кислот.

В-третьих, величина кислотности все время остается большей, нежели величина щелочности, причем максимум кислотности наступает лишь 11 сентября, в то время как максимум щелочности имеет место 1 августа. И кислотность и щелочность нарастают одновременно, начиная с 21 мая. Причину этого следует искать как в ином, более бедном основаниями, составе опада, так и в неполном разложении, о котором мы говорили выше.

Однако довлеющее значение в этом случае принадлежит, возможно, составу опада, поскольку в течение мая — июня осадков было мало и условия разложения не могли поэтому значительно отличаться от условий на среднеподзолистой почве.

Так как кислотность и щелочность изменяются не всегда параллельно изменениям количества водорастворимого органического вещества (мы отмечали лишь одинаковость общего хода кривых), то представляется интересным пересчитать эти величины, отнеся их не к 100 г сухой подстилки, а к 1 г водорастворимого органического вещества (см. табл. 15 и 16 и фиг. 9). При этом становится яснее соотношение между кислотами и основаниями, входящими в состав водорастворимого органического вещества. Рассмотрим сначала кривые для первого участка. Изменение общей кислотности не всегда увязывается с изменением pH водной вытяжки (фиг. 6 и 9), что, повидимому, объясняется изменением природы, изменением активности образующихся кислот. Так, например, к 18/IX 1939 г. мы видим относительное уменьшение концентрации солей органических кислот[1], сопровождающееся сильным подкислением раствора (фиг. 9); 18/IX щелочность и кислотность для первого участка уменьшается (срав. с фиг. 6). Это, как уже говорилось выше, может иметь место только в том случае, если слабые кислоты вытеснены несколько более сильными. В 1940 г. в процессе разложения подстилки освобождается большое количество оснований, и соотношение между щелочностью и кислотностью резко меняется. Но образующиеся в меньшем количестве кислоты, повидимому, более активны. Сравним, например, состав водной вытяжки от 1/VIII 1939 г. и от 1/VIII 1940 г. В первом случае кислотность равна 2.80 м-экв. а щелочность 2.16 м-экв. Во втором случае кислотность равна 1,43 м-экв.



Фиг. 9. Изменение общей кислотности и общей щелочности водной вытяжки из гориз. A_0, в м-экв. на 1 г водорастворимого органического вещества:

первый участок: 1 — общая щелочность; 2 — общая кислотность; четвертый участок; 3 — общая щелочность; 4 — общая кислотность.

[1] Что нисколько не противоречит общему абсолютному увеличению их концентрации в водной вытяжке.

а щелочность 2.59; pH в первом случае = 7.0, а во втором=6.37. Ясно, что во втором случае мы имеем кислоты более сильные, чем в первом случае. Более сильные кислоты начали образовываться еще ранее — 23/VI, к 11/IX они уступают место опять более слабым кислотам.

Рассматривая кривые для четвертого участка, мы также ясно видим образование более сильных кислот к 18/IX 1939 г. и к 1/VIII 1940 г. и замену их более слабыми к 11/IX 1940 г.

В табл. 16 мы делаем несколько иной расчет — по средним данным отдельно для среднеподзолистой и отдельно для сильноподзолистой почвы подсчитываем сумму кислотности и щелочности (т. е. сумму свободных и нейтрализованных кислот) по отношению к 1 г водорастворимого гумуса.

Как нетрудно видеть из данных табл. 16, полученные величины колеблются в сравнительно узких пределах, от 3.98 м-экв. до 5.70 м-экв. для среднеподзолистой почвы и от 3.62 м-экв. до 5.20 м-экв. для сильноподзолистой. В среднем это составляет 4.88 м-экв. для среднеподзолистой и 4.58 — для сильноподзолистой. Близость этих величин делает допустимым вычисление общей средней, которая составит 4.73 м-экв. на 1 г водорастворимого гумуса. Исходя из этой величины, можно вычислить средний эквивалентный вес гумуса, который составит $\frac{1000}{4.73} = 211$.

Разумеется, эту цифру следует считать лишь условной, приближенной характеристикой, показывающей лишь возможный порядок величины.

Однако величина эта довольно близка к некоторым имеющимся в литературе данным.

И. В. Тюрин в своей монографии об органическом веществе почвы [18] приводит данные определения эквивалентного веса отдельных компонентов гумуса. С. Оден нашел, что эквивалентный вес гуминовой кислоты из торфа равен 340±10. Эквивалентный вес гуминовой кислоты, растворимой в спирте, равен 220. Пектиновые кислоты, входящие в состав «фульвокислот», имеют эквивалентный вес около 150—200. Хиссинк определил среднюю величину эквивалентного веса гумуса (для торфянисто-перегнойных почв), равную 176, с колебаниями от 155 до 194.

Подытоживая все сказанное, мы видим, что в процессе разложения подстилки образуются органические кислоты, которые, в зависимости от состава насаждения, будут в той или иной степени нейтрализованы основаниями. При насаждении, дающем преимущественно хвойную подстилку, в почву проникают более кислые, менее насыщенные основаниями соединения, чем в насаждении, дающем в подстилку значительную примесь лиственных. Природа, активность образующихся кислот в течение сезона меняются, что, несомненно, имеет большое значение для подзолообразования.

Наши данные позволяют только констатировать отмеченные факты.

Для более глубокого их понимания необходимо изучение тех биохимических процессов, которые происходят при разложении органических веществ.

3. Изменения содержания обменного кальция, обменной кислотности и pH водных суспензий

Содержание поглощенных катионов в подстилке, так же как и качественный их состав, наряду с прочими свойствами подстилки, подвергается сезонной изменчивости. С. П. Кравков еще в 1929 г. [6] отмечал факты, заставляющие считать такие свойства почвы, как емкость и энергию поглощения, обменную и отчасти гидролитическую кислотность, подчиняющимися «общему закону динамичности».

Из обменных катионов мы определяли обменный кальций и обменный водород. Вытеснение обменного кальция производилось хлористым аммонием при pH 6.2—6.8. Определение обменной кислотности — по Гедройцу, с применением хлористого бария, также при pH 6.2—6.8, по смешанному индикатору метилротблау и с прямым титрованием фильтрата с фенолфталеином после удаления CO_2 кипячением. В 1940 г., кроме определения обменной кислотности по Гедройцу, мы определяли активный алюминий по методу Соколова [15]. Определение pH производилось стеклянным электродом.

Распределение обменного кальция по генетическим горизонтам показывает значительную аккумуляцию его в подстилке (табл. № 17).

ТАБЛИЦА 17

Изменение содержания обменного кальция в м-экв. на 100 г сухой почвы

№ участка	№№ точек	Горизонт	1939 г.				1940 г.				
			23/VI	1/VIII	18/IX	18/X	21/V	23/VI	1/VIII	11/IX	17/X
1	1—10	A_0	49.2	42.6	47.5	43.1	55.5	55.3	60.3	59.1	54.6
2	11—20	„	47.8	40.5	45.8	44.2	56.1	57.2	58.5	60.6	49.7
3	21—30	„	46.1	42.3	38.8	36.7	51.1	43.0	46.8	45.4	50.6
4	31—40	„	27.7	30.0	—	29.6	41.9	39.6	42.1	46.6	48.4
5	41—50	„	28.1	34.2	33.8	37.4	41.8	40.9	40.3	55.7	51.6
1	1—10	A_1	2.0	2.3	2.5	2.1	2.3	1,8	1.8	2.2	2.7
2	11—20	„	2.5	2.7	2.8	2.5	3.1	2.6	2.8	3.3	3.0
3	21—30	„	2.9	3.0	3.3	2.6	3.9	3.3	3.1	3.0	3.5
4	31—40	„	1.1	2.2	2.1	2.1	2.8	1.6	2.5	2.7	2.6
5	41—50	„	1.4	2.5	2.1	1.7	1.7	2.0	2.4	1.9	2.4
1	1—10	A_2	0.6	0.8	1.0	0.9	0.6	0.6	0.6	0.7	0.8
2	11—20	„	0.7	1.9	1.1	1.1	0.8	1.0	0.8	0.8	0.9
3	21—30	„	0.9	1.1	1.0	1.1	0.9	0.9	0.9	0.9	1.1
4	31—40	„	0.3	0.6	0.7	0.6	0.2	0.5	0.4	0.4	0.4
5	41—50	„	0.3	1.1	0.8	0.6	0.3	0.4	0.4	0.4	0.5

В горизонте A_0 содержание обменного кальция в 15—25 раз больше, чем в A_1. Покровный суглинок, являющийся материнской породой почв нашей площадки, весьма не богат обменным кальцием (около 3 м-экв. на 100 г); в подстилке же, особенно в подстилке, богатой лиственным опадом, накапливается большое количество подвижного кальция — до 60 м-экв. на 100 г. Это накопление, как известно, происходит в результате усвоения кальция из тех или иных, иногда глубоких, горизонтов корнями деревьев и возвращения его в почву с опадом, при этом лиственными деревьями, благодаря их более глубокой корневой системе, в гораздо большей степени, чем хвойными.

На нашей площадке подстилка первых трех участков заметно богаче кальцием, чем подстилка четвертого и пятого участков, что вполне соответствует распределению растительности, о котором говорилось выше.

Динамику содержания обменного кальция необходимо рассматривать в связи с динамикой запаса подстилки. Только тогда мы сможем получить представление о действительных изменениях, которые претерпевает кальций в подстилке.

ТАБЛИЦА 18

Изменение запаса поглощенного кальция в подстилке в м-экв. на 1 м²

№ участка	1939 г.				1940 г.				
	23/VI	1/VIII	18/IX	18/X	21/V	23/VI	1/VIII	11/IX	17/X
1	1060.7	865.6	769.0	770.6	1110.0	936.2	978.6	732.2	645.4
4	738.5	840.0	—	898.4	916.8	965.4	774.2	799.2	1057.5
5	688.7	704.8	667.2	948.1	819.3	765.6	662.5	770.3	827.1

Мы вычислили (табл. 18) для некоторых участков нашей площадки изменение запаса обменного кальция. В подстилке первого участка в 1939 г. от весны к осени мы видим постепенное уменьшение запаса кальция. Расход кальция можно отнести только на счет поглощения его растительностью, так как летом 1939 г., как уже говорилось выше, никакого просачивания осадков в почву не было до глубокой осени, так что вынос кальция в виде водорастворимых солей исключается.

К весне 1940 г. запас кальция увеличился, очевидно, за счет свежего опада, поступившего осенью 1939 г., зимой и весной 1940 г. До 23/VI запас кальция уменьшается, вероятно, благодаря поглощению развивающейся растительностью, затем некоторое время остается неизменным и осенью опять значительно уменьшается. Энергичное поглощение кальция растениями поздней осенью вряд ли имело место; скорее это уменьшение обязано потере кальция из подстилки в виде водорастворимых солей, уносимых дождевыми водами. Вытеснению кальция должно было способствовать и значительное увеличение к осени количества водорастворимых кислот, которое мы отмечали выше. Как увидим ниже, в этот же момент имеет место значительное увеличение обменной кислотности.

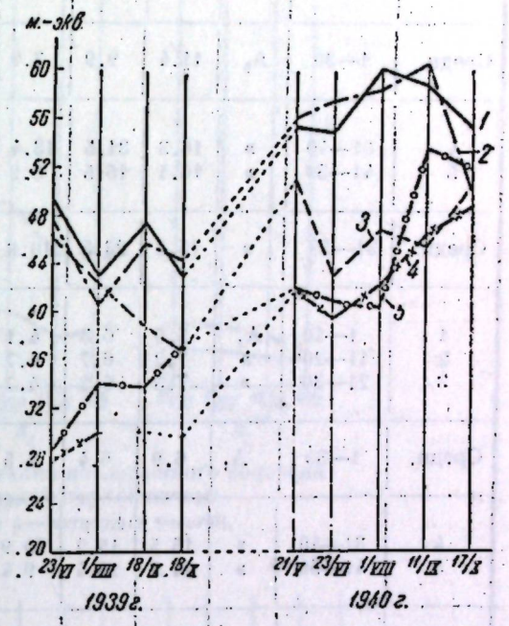
В подстилке четвертого и пятого участков (табл. 18) в начале лета 1939 г. мы не наблюдаем уменьшения запаса поглощенного кальция по мере разложения подстилки, как это было на первом участке. Причина этого кроется, повидимому, в различиях наземного растительного покрова. На первом участке мы имеем нормальный для ельника-кисличника, переходного к сложному ельнику, покров из различных лесных трав (перечень их дан при таксационном описании площадки). Корни их развиты почти исключительно в подстилке, от которой они и берут необходимые им зольные вещества, в том числе и кальций. Для четвертого и пятого участков характерна, во-первых, меньшая полнота наземного покрова, во-вторых, гораздо более бедный состав ее, с значительным участием зеленых мхов. Мхи же, как известно, гораздо менее требовательны к минеральному питанию, и кальция в своей золе содержат очень мало. Поэтому запас кальция в сухое лето 1939 г. в подстилках этих участков не уменьшается.

Конечно, нельзя думать, что кальций здесь совсем не потребляется растениями. Несомненно, он потребляется елью. Но расход этот, видимо, так невелик, что мы его не улавливаем. Во влажное лето 1940 г. уменьшение запаса кальция в подстилках этих участков должно быть, так же как и для первых трех участков, объяснено вытеснением его из поглощающего комплекса образующимися в этом году в большом количестве кислотами и выносом в грунтовые воды. Осенью, с поступлением свежего опада, запас кальция в подстилке увеличивается.

Содержание обменного кальция в подстилке (табл. 17) колеблется по сезонам и довольно значительно меняется в различные годы (фиг. 10). Летом 1940 г. по сравнению с 1939 г. на четвертом и пятом участках содержание обменного кальция увеличилось почти вдвое. В первых трех участках увеличение его содержания в 1940 г. также весьма значительно. Увеличение содержания обменного кальция в 1940 г., по сравнению с 1939 г., можно объяснить тем, что в 1939 г. разложение подстилки шло, вследствие засухи, медленнее, в силу чего значительная доля кальция, содержавшегося в подстилке, оставалась в необменном состоянии.

В 1940 г. с наступлением более влажного режима разложение усилилось (особенно в весенний период) и необменный кальций по мере разложения подстилки начал освобождаться и переходить в обменное состояние.

Гораздо более резким колебаниям подвергается величина в подстилках обменной кислотности (табл. 19 и фиг. 11 и 12). В 1939 г. в течение всего лета и осени на всех участках, кроме четвертого, величина обменной кислотности непрерывно падает. К весне 1940 г. обменная кислотность на всех участках несколько возрастает, но далее снова уменьшается с тем, чтобы в сентябре дать резкое увеличение, а в октябре снова упасть.



Фиг. 10. Изменение содержания поглощенного кальция в подстилке в м-экв. на 100 г сухой подстилки:

1 — первый участок; 2 — второй участок; 3 — третий участок; 4 — четвертый участок; 5 — пятый участок.

Повидимому, такое различие в изменении величины обменной кислотности связано с условиями разложения подстилки. В 1939 г. продукты разложения подстилки оставались на месте и освобождающиеся основания нейтрализовали образующиеся продукты кислотного характера. В начале лета 1940 г. при небольшом количестве осадков обменная кислотность по той же причине уменьшается. Запаса оснований хватает на нейтрализацию кислотных продуктов разложения вплоть до августа, несмотря на большое уже количество осадков в июле. Но в августе, в условиях продолжающегося сильного промывания разлагающейся подстилки, а, следовательно, и выноса освобождающихся оснований, ионы водорода начинают принимать все большее и большее участие в составе обменных катионов поглощающего комплекса. Образующиеся вновь в процессе разложения подстилки соединения, обусловливающие обменную способность, являются ненасыщенными основаниями. Только в октябре, после листопада, содержание поглощенного водорода в подстилке снова уменьшается. Увеличение кислотности подстилки может происходить также и благодаря деятельности корней растений [Роде, 11], выделяющих ион водорода в обмен на усвояемые основания.

Нужно заметить, что в связи с разложением подстилки, вероятно, менялась и ее емкость поглощения, но, не имея данных о содержании других обменных катионов, мы не можем судить о величине этих изменений.

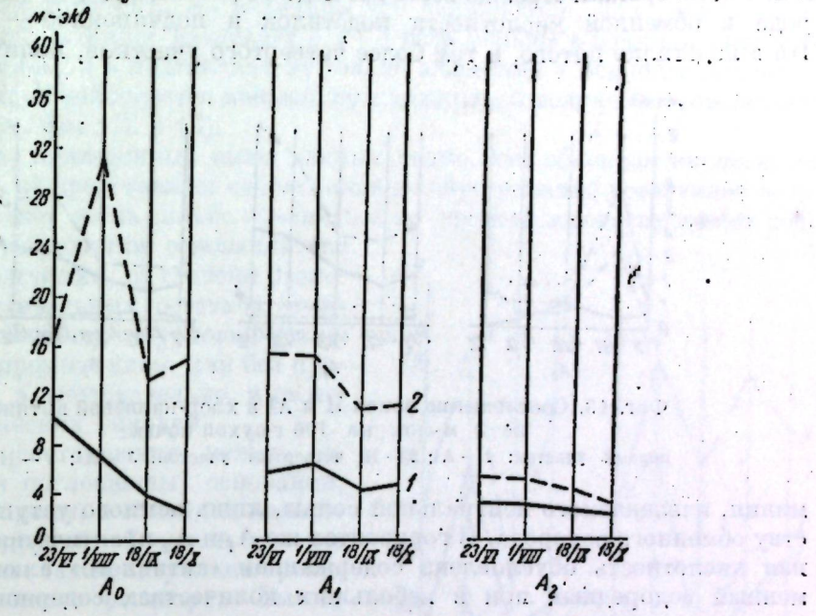
ТАБЛИЦА 49

Изменение величины обменной кислотности в м-экв. на 100 г сухой почвы

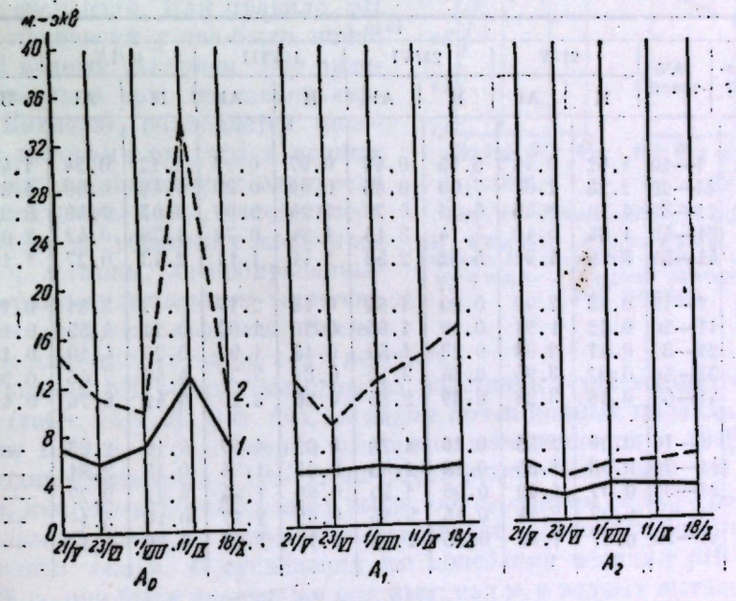
№ участка	№№ точек	Генет. горизонт	1939 г.				1940 г.				
			23/VI	1/VIII	18/IX	18/X	21/V	23/VI	1/VIII	11/IX	17/X
1	1—10	A_0	10.2	6.7	3.8	3.3	6.8	5.8	7.0	12.6	7.0
2	11—20	»	14.1	12.8	4.3	3.4	11.1	5.9	8.0	13.5	8.7
3	21—30	»	9.9	10.2	3.5	5.9	16.1	9.7	8.9	30.2	7.3
Средн.	1—30	A_0	11.4	9.9	3.9	4.2	11.3	7.1	8.0	18.8	7.7
4	31—40	»	16.3	31.5	13.4	15.2	14.8	11.4	10.0	35.4	11.7
5	41—50	»	16.1	15.5	8.2	6.1	13.1	8.2	8.6	17.8	6.0
Средн.	31—50	»	16.2	23.5	10.8	10.7	13.9	9.8	9.3	26.6	8.9
1	1—10	A_1	5.9	6.3	4.1	4.5	4.6	4.8	5.1	4.7	5.5
2	11—20	»	7.2	6.7	4.7	4.8	4.9	3.2	5.7	5.6	5.5
3	21—30	»	7.5	6.2	4.7	4.4	4.8	5.5	6.6	6.2	6.3
Средн.	1—30	A_1	6.9	6.4	4.5	4.6	4.8	4.5	5.8	5.5	5.8
4	31—40	»	15.5	15.2	10.9	11.1	12.2	8.4	12.0	14.0	16.3
5	41—50	»	14.1	13.4	9.4	8.1	9.6	8.2	13.2	11.6	9.2
Средн.	31—50	»	14.8	14.3	10.1	9.6	10.9	8.3	12.6	12.8	12.7
1	1—10	A_2	3.1	3.1	2.5	2.0	2.7	2.2	3.1	3.1	3.3
2	11—20	»	3.2	3.1	2.0	2.0	2.7	3.1	2.8	3.7	3.5
3	21—30	»	3.9	3.2	2.1	1.8	2.6	2.3	2.8	2.8	3.7
Средн.	1—30	»	3.4	3.1	2.2	1.9	2.7	2.5	2.9	3.2	3.5
4	31—40	»	5.6	5.1	4.0	3.1	4.8	3.8	4.4	4.9	5.3
5	41—50	»	6.0	4.1	4.0	2.8	3.3	3.8	5.8	5.8	6.0
Средн.	31—50	»	5.8	4.6	4.0	2.9	4.1	3.8	5.1	5.3	5.6

В подстилке четвертого участка величина обменной кислотности изменяется, в общем, так же как и на первых двух участках, но кривая отличается тем, что в 1939 году дает два отдельных повышения как раз в те сроки, когда на этом участке увеличивается запас подстилки. Такое совпадение заставляет думать, что опад, характерный для данного участка, обладает такими свойствами, что первые же продукты его разложения вызывают увеличение количества водородного иона в поглощающем комплексе.

Для того чтобы определить, чем обуславливается обменная кислотность — водородными ионами или ионами алюминия, — в 1940 г. мы определяли по методу Соколова [15] «активный» алюминий [1].



Фиг. 11. Изменение содержания поглощенного водорода в 1939 г. в м-экв. на 100 г сухой почвы:
1 — первый участок; *2* — четвертый участок.

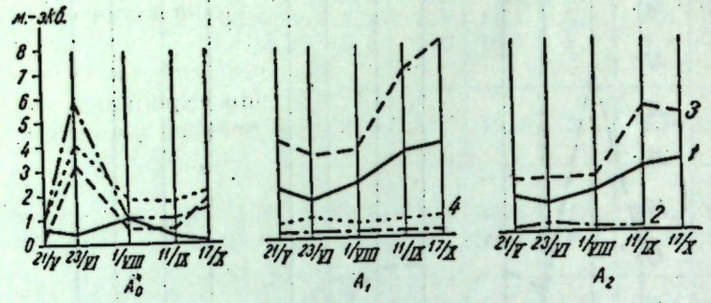


Фиг. 12. Изменение содержания поглощенного водорода в 1940 г., в м-экв. на 100 г сухой почвы:
1 — первый участок; *2* — четвертый участок.

[1] Метод Соколова, как известно, состоит в однократной обработке почвы нормальным раствором хлористого калия и последующем титровании фильтрата щелочью в присутствии фенолфталеина. Титруются две порции фильтрата—первая непосредственно, а вторая после прибавления фтористого натрия, что вызывает связывание

Данные приведены в табл. 20.

На фиг. 13 изображено соотношение между Al и H и изменение этих величин по срокам. Прежде всего мы видим преобладающее значение водорода в обменной кислотности подстилок и подчиненное — алюминия. Но в подстилке пятого, и тем более четвертого участков, количество алю-



Фиг. 13. Соотношение ионов H и Al в хлор-калиевой вытяжке в м-экв. на 100 г сухой почвы:
первый участок: *1* — Al; *2* — H; четвертый участок: *3* — Al; *4* — H.

миния, извлекаемого нейтральной солью, лишь немного уступает количеству обменного водорода. В горизонтах же A_1 и A_2 практически вся обменная кислотность обусловлена содержанием «активного» алюминия. Обменный водородный ион в небольших количествах содержится только

ТАБЛИЦА 20

Соотношение H и Al в хлор-калиевой вытяжке в м-экв. на 100 г сухой почвы

№ участка	Горизонт	№№ точек	1940 г. 21/V H	21/V Al	23/VI H	23/VI Al	1/VIII H	1/VIII Al	11/IX H	11/IX Al	17/X H	17/X Al
1	A_0	1—10	1.62	0.94	5.15	0.46	0.97	0.97	1.12	0.24	1.48	0.00
2	»	11—20	2.23	1.01	7.00	0.05	0.69	0.30	1.48	0.00	1.34	0.06
3	»	21—30	1.10	0.45	6.01	0.70	1.24	0.60	1.07	0.49	0.96	0.84
4	»	31—40	1.84	0.40	4.14	3.15	1.84	0.72	1.78	0.42	2.07	1.76
5	»	41—59	3.14	1.91	5.62	2.53	1.44	1.11	2.43	0.27	1.10	0.78
1	A_1	1—10	0.13	2.09	0.20	1.84	0.13	2.17	0.17	3.81	0.16	3.87
2	»	11—20	0.12	1.91	0.19	1.66	0.10	1.97	0.21	4.55	0.12	3.61
3	»	21—30	0.11	2.09	0.23	1.59	0.15	1.90	0.20	4.10	0.13	3.03
4	»	31—40	0.37	3.96	0.86	3.10	0.38	3.72	0.66	7.06	0.90	8.10
5	»	41—59	0.18	3.28	0.89	2.86	0.26	3.20	0.49	6.76	0.43	5.65
1	A_2	1—10	0.06	1.55	0.16	1.28	0.09	1.67	0.12	2.83	—	—
2	»	11—20	0.08	1.55	0.13	1.35	0.07	1.36	0.13	3.81	—	—
3	»	21—30	0.07	1.42	0.09	1.40	0.09	1.44	0.11	2.77	—	—
4	»	31—40	0.07	2.14	0.15	2.16	0.09	2.17	0.16	5.11	—	—
5	»	41—50	0.07	1.87	0.15	2.04	0.10	2.13	0.20	4.48	—	—

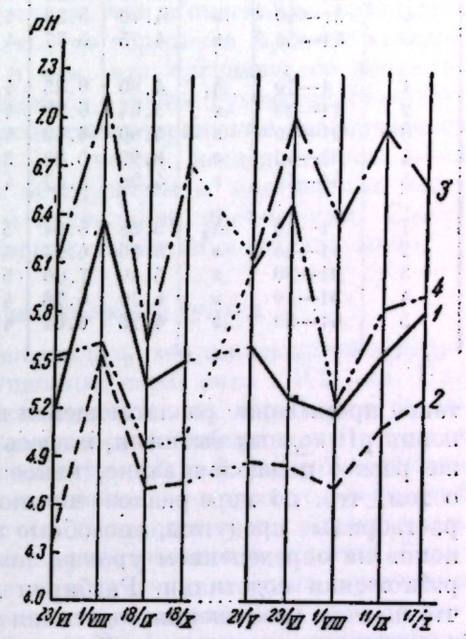
в горизонте A_1 сильноподзолистой почвы (четвертый и пятый участки). В остальных же случаях величина его близка к величине ошибки определения.

Al в комплекс. Первое титрование дает величину суммарной кислотности фильтрата. Второе титрование дает содержание только свободной кислоты. По разности между первым и вторым определяем содержание алюминия.

Однократная хлор-калиевая вытяжка дает в общем меньшую величину обменной кислотности, чем полное отмывание хлористым барием по Гедройцу. Для горизонта A_2 величины эти сближаются, для горизонта A_1 однократная вытяжка извлекает в 2—3 раза меньше алюминия, чем полное отмывание, а в подстилках не только алюминия и водорода однократной вытяжкой извлекается меньше, но и ход кривой получается совершенно иной (сравн. фиг. 12 и 13).

Из всех приведенных выше данных видно, что обменная кислотность подстилки не представляет собою какой-то определенной устойчивой величины, а может очень сильно изменяться во времени в зависимости от хода усвоения растениями оснований, от состава подстилки, от степени разложения растительных остатков («стадии разложения»), от условий разложения (с промыванием или без промывания), а следовательно, и от метеорологических условий.

Кроме соотношения между содержанием поглощенных оснований, с одной стороны, и обменной кислотности, с другой, большой интерес представляет также актуальная реакция почвенного раствора. Вместо последней величины мы имеем величины pH водных вытяжек. Кроме того, нами определялись величины pH водных суспензий. Как правило, pH водных суспензий у нас было ниже, чем pH водных вытяжек. Это явление, известное под названием «эффекта Вигнера», объясняется некоторыми авторами тем, что в водных вытяжках на потенциал электрода действуют лишь ионы, находящиеся в растворе; в суспензиях же, — кроме того, и ионы, адсорбированные на поверхности почвенных частичек. Впрочем, природа «эффекта Вигнера», как известно, остается пока неясной.



Фиг. 14. Изменение pH подстилки:
pH водной суспензии: *1* — первый участок; *2* — четвертый участок. pH водной вытяжки: *3* — первый участок, *4* — четвертый участок.

Сравнивая pH водных вытяжек из подстилок с pH водных суспензий из них (табл. 14 и 21, фиг. 14), мы видим почти полный параллелизм кривых для 1939 г. и совершенно различное изменение их в 1940 г.

В водных вытяжках в 1940 г. мы имели резкие колебания pH, обусловленные, как уже это разбиралось выше, образованием по мере разложения подстилки то более, то менее сильных кислот и поступлением оснований из свежего опада. В суспензиях же колебания величин pH сглажены (в 1939 г. они были такими же резкими, как и в водных вытяжках) и изменяются слабо, заметно повышаясь лишь к осени.

Различие между ходом разложения подстилки в 1939 и в 1940 г. заключалось в том, что в 1939 г. все продукты разложения подстилки (за исключением той части, которая поглощалась растениями) оставались на месте, а в 1940 г. обильными осадками растворимые в воде соединения вымывались в нижележащие горизонты, поэтому в период наиболее интенсивного разложения подстилки повышения pH водной суспензии не было. Однако

ТАБЛИЦА 21

Изменение pH водной суспензии

№ участка	№№ точек	Горизонт	1939 г.				1940 г.				
			23/VI	1/VIII	18/IX	18/X	21/V	23/VI	1/VIII	11/IX	17/X
1	1—10	A_0	5.22	6.34	5.36	5.51	5.58	5.28	5.19	5.56	5.80
2	11—20	»	5.13	6.67	5.26	5.40	5.54	—	5.14	5.58	5.78
3	21—30	»	5.15	6.28	5.28	5.24	5.30	5.19	5.22	5.30	5.56
4	31—40	»	4.40	5.53	4.69	4.75	4.86	4.83	4.73	5.10	5.27
5	41—50	»	4.75	5.77	4.86	5.07	5.05	4.97	4.85	5.24	5.47
1	1—10	A_1	4.80	6.85	4.67	4.99	5.41	5.11	4.64	4.77	5.43
2	11—20	»	5.04	6.52	4.75	5.18	4.92	5.05	4.91	4.89	5.47
3	21—30	»	4.90	6.43	4.69	5.24	5.39	5.07	4.80	4.75	5.41
4	31—40	»	3.99	5.23	3.68	4.10	4.54	4.09	3.95	3.93	4.39
5	41—50	»	4.30	5.47	4.01	4.00	4.94	4.33	4.16	4.32	4.85
1	1—10	A_2	5.38	6.64	5.32	5.78	5.43	5.53	5.01	5.34	5.93
2	11—20	»	5.46	6.97	5.36	5.72	5.32	5.37	5.37	5.50	6.02
3	21—30	»	5.40	7.00	5.40	5.80	5.43	5.39	5.31	5.47	5.91
4	31—40	»	4.70	6.76	4.92	5.33	5.18	4.93	4.85	4.89	5.25
5	41—50	»	4.75	6.64	4.92	5.43	5.22	4.91	4.87	4.99	5.60

такое промывание разлагающейся подстилки не отразилось на ходе изменения pH водных вытяжек, и здесь мы видим в начале лета 1940 г. такое же резкое подщелачивание, какое было 1/VIII 1939 г. Это говорит нам о том, что, по мере разложения подстилки, постоянно образуются водорастворимые продукты, способные поддержать концентрацию водородных ионов на определенном уровне, колебания которого зависят от «стадии» разложения подстилки. Разбирая данные водных вытяжек, мы видели, что по мере разложения подстилки в начале лета освобождается довольно значительное количество оснований, которое вызывает увеличение титровальной щелочности и повышение pH водной вытяжки. Кислотность вытяжки обусловлена слабыми органическими кислотами. На следующей стадии разложения в подстилке образуются более сильные кислоты, резко снижающие pH водной вытяжки. В 1939 г. первая стадия была отмечена 1/VIII, а вторая — 18/IX. В 1940 г. первая стадия прошла раньше, 23/VI, и вторая 1/VIII.

Остается неясным, почему в 1940 г. в условиях промывания на pH водной суспензии из подстилки не отразилось ни усиленное отщепление оснований, ни образование более сильных кислот.

Между содержанием обменного кальция в подстилке и pH водной суспензии ясной зависимости также не наблюдается. Некоторая корреляция намечается лишь для подстилок четвертого и пятого участков, но очень слабая. Более ясная зависимость, но, против ожидания, обратная, наблюдается между содержанием обменного кальция в подстилках первого и второго участков и pH водной суспензии их. Здесь увеличение количества обменного кальция сопровождается понижением pH суспензии и наоборот.

Еще меньше связаны с pH водной суспензии изменения количества обменного водорода. Повидимому, связь между тремя величинами — обменным кальцием, обменным водородом и pH — настолько сложна, что разобраться в ней пока не представляется возможным, тем более что

и физико-химический смысл величины pH суспензии также остается пока неясным. Не изучена также и динамика поглощения оснований корнями живых растений.

4. Динамика химических свойств горизонта A_1

Химические свойства горизонта A_1 не подвержены таким быстрым и резким изменениям, как свойства подстилки. Изменения химических свойств подстилки тесно связаны с изменением ее количества, с быстротой и условиями ее разложения. Как увидим дальше, изменения химических свойств горизонта A_1 также связаны с органическим веществом, с его составом и с его динамикой. Между тем, содержание органического вещества в горизонте A_1 значительно меньше, чем в подстилке, вследствие чего и влияние его на изменчивость свойств горизонта A_1 тоже меньше. Последнее вызывается впрочем еще и тем, что органическое вещество подстилки является менее разложившимся, менее гумифицированным, чем в горизонте A_1, вследствие чего процессы превращения органического вещества в подстилке идут быстрее. Из числа исследованных нами свойств наибольшие изменения были обнаружены в содержании валового гумуса, обменной кислотности и актуальной кислотности. Содержание обменного кальция и свойства водной вытяжки менялись мало.

5. Изменения содержания валового гумуса

Определение валового гумуса производилось мокрым сжиганием по методу Кнопа в сухих образцах, пропущенных через сито в 0.25 мм. При подготовке почвы к анализу отбирались только такие корешки и растительные остатки, которые видны простым глазом. Отбирать же корешки обычным способом при помощи наэлектризованной палочки или пинцетом под лупой не представлялось возможным из-за некоторых особенностей органического вещества в данных почвах. Корешков в них очень мало, так как корни трав располагаются преимущественно в подстилке. Главная же масса органических остатков представлена мелкими кусочками древесины различной степени разложенности (остатки колод, полуразложившихся опавших сучков, шишек и пр.). По форме и по консистенции они настолько близки к почвенным частицам, что отличить их часто невозможно. При попытке отделить их наэлектризованной палочкой из почвы удалялось большое количество мелких минеральных частиц, возможно наиболее связанных с гумусом. Это внесло бы, в свою очередь, немалую ошибку, поэтому мы и решили ограничиться более грубым отбором только ясно видимых корешков и кусочков древесины.

Прежде чем перейти к разбору динамики содержания валового гумуса, надо оговориться, что под «валовым гумусом» мы подразумеваем всю сумму органических веществ почвы, углерод которых мы определяем по методу Кнопа. Сюда входят и не вполне разложившиеся растительные остатки, но такие, которые уже трудно отделить от почвы, и собственно гумусовые вещества (как, например, гуминовая кислота и ее соли, фульвокислоты и их соли и пр.), а также различные промежуточные продукты разложения соединений, входящих в состав растительных остатков.

Легко себе представить, что при таком сложном сочетании соотношение между отдельными компонентами и содержание их в почве в течение года меняется, так как, с одной стороны, растительные остатки разлагаются, минерализуются, с другой стороны, в почву поступают новые растительные остатки и просачиваются воды, обогащенные водорастворимыми органическими веществами, образовавшимися в подстилке.

ТАБЛИЦА 22

Изменение содержания валового гумуса в г на 100 г сухой почвы

№ участка	№ точек	Горизонт	1939 г.				1940 г.				
			23/VI	1/VIII	18/IX	18/X	21/V	23/VI	1/VIII	11/IX	17/X
1	1—10	A_1	4.83	4.71	5.71	4.30	4.24	4.00	3.77	3.71	4.46
2	11—20	„	7.06	5.41	7.60	7.08	5.01	4.72	4.18	4.66	5.47
3	21—30	„	5.96	5.11	7.09	6.05	5.57	4.81	4.62	4.76	5.93
Среднее	1—30	„	5.95	5.08	6.80	5.81	4.94	4.51	4.19	4.38	5.29
4	31—40	„	11.57	9.26	8.95	8.08	9.78	5.74	6.55	8.16	9.27
5	41—50	„	8.13	6.98	7.70	5.93	6.03	5.66	6.32	6.32	6.21
Среднее	31—50	„	9.85	8.12	8.32	7.00	7.90	5.70	6.43	7.24	7.74
1	1—10	A_2	1.53	1.80	1.51	1.56	1.54	1.22	1.43	1.54	1.73
2	11—20	„	1.69	1.80	1.92	1.51	1.67	1.56	1.29	1.40	1.59
3	21—30	„	1.97	1.82	1.79	1.62	1.91	1.71	1.62	1.49	2.07
Среднее	1—30	„	1.73	1.81	1.74	1.53	1.71	1.49	1.44	1.47	1.80
4	31—40	„	2.12	1.72	2.20	1.54	1.60	1.92	1.46	1.74	1.66
5	41—50	„	2.37	1.95	2.21	1.72	1.74	1.80	2.04	2.08	2.20
Среднее	31—50	„	2.25	1.83	2.20	1.63	1.67	1.86	1.75	1.91	1.85

Непосредственных наблюдений в природе над динамикой валового содержания гумуса очень немного. Известны наблюдения С. П. Кравкова в 1909 г. (цитируется по диссертации Ремезова [8]), который, исследуя баланс минеральных и органических веществ в почве из-под дубового леса, отметил изменения содержания валового гумуса на протяжении 3 месяцев).

Известны также исследования Feher [21, 22] , установившего наличие сезонной динамики содержания валового гумуса в почвах венгерских лесов. Feher обнаружил значительные колебания в содержании гумуса. В пределах одного года максимум в процентах от минимума достигает 400 и больше. При этом намечаются определенные закономерности: в начале лета количество гумуса уменьшается, а к началу осени быстро возрастает. В октябре опять несколько уменьшается, а в зимние месяцы меняется мало. К сожалению, свою методику взятия образцов Feher излагает неясно.

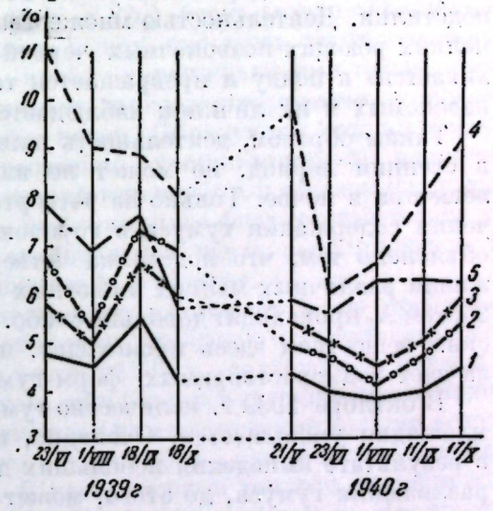
Н. П. Ремезов [8] провел наблюдения над динамикой гумуса за период с 6/V 1936 по 30/X 1937 г. в шести типах насаждений Брянского учебно-опытного лесхоза.

По его наблюдениям, сезонные колебания содержания гумуса оказались весьма значительными, особенно для дубового насаждения, где в 1936 г., например за $4^1/_2$ летних месяца, количество гумуса уменьшилось с 8.68

до 3.98%. В других насаждениях колебания менее резки, но все же вполне определенны. Не пытаясь объяснять наблюденные изменения содержания гумуса в почве, автор выражает сомнение в том, что анализы взятых образцов правильно отражают общие закономерности этих изменений в силу пространственной неоднородности лесных почв.

В табл. 22 мы приводим данные изменения содержания валового гумуса в почвах нашей площадки. Напомним, что образцы почв мы брали в каждый срок из 50 постоянных точек площадки, причем в каждой точке места последовательных взятий образцов располагались по возможности близко одно от другого. Этим мы старались уменьшить влияние пространственной изменчивости почвенного покрова. Весьма согласное изменение кривых (фиг. 15) для первых трех участков площадки, сходных по растительности и почвам, убеждает нас в достаточной достоверности наших данных.

При рассмотрении цифр табл. 22 и фиг. 15 следует прежде всего отметить некоторую особенность распределения содержания гумуса в почвах нашей площадки. Совершенно ясно намечается зависимость содержания гумуса от степени подзолистости почв. В пределах первых трех участков в почвенном комплексе преобладает среднеподзолистая разность, причем наименее оподзоленной является почва первого участка. Наиболее сильно оподзолена почва четвертого участка. Почва пятого участка занимает промежуточное положение, но по свойствам она ближе к почве четвертого участка. Из данных табл. 22 видно, что чем сильнее оподзолена почва, тем больше в ней гумуса.



Фиг. 15. Изменение содержания валового гумуса в гор. A_1 в г на 100 г сухой почвы: *1* — первый участок, *2* — второй участок, *3* — третий участок, *4* — четвертый участок, *5* — пятый участок.

Особенно интересным представляется высокое содержание гумуса в горизонте A_2 четвертого и пятого участков (около 2%). Несмотря на очень светлую белесую окраску этого горизонта и отсутствие в нем видимых растительных остатков, гумуса здесь не меньше, чем в подзолистых горизонтах почв первых трех участков, имеющих более темную серую окраску. Очевидно, состав органического вещества в почве сильно подзолистой иной, чем в среднеподзолистой, и гумус представлен какими-то особыми бесцветными формами (может быть фульвокислотами?).

Переходим к рассмотрению кривых фиг. 15. В 1939 г. лето было теплое и очень сухое, и это оказало определенное влияние на динамику содержания гумуса. В начале лета количество гумуса в горизонте A_1 всех участков площадки заметно уменьшалось. Какого-либо передвижения гумуса с водой из горизонта A_1 в глубь почвы предположить нельзя из-за малого количества осадков и все возрастающей сухости почвы (см. табл. 1 и 2). Очевидно, уменьшение количества гумуса можно объяснить только его минерализацией, чему способствовала хорошая аэрация почвы, вызванная уменьшением влажности. К 18/IX на всех участках, кроме четвертого, мы видим совершенно явственное увеличение количества гумуса. Осадков за этот промежуток времени также поч-

ти не было, так что возможность поступления в горизонт A_1 каких-либо водорастворимых органических соединений из подстилки исключается. Остается предположить образование гумуса в самом горизонте A_1. Это могло иметь место только или за счет отмирания корней или за счет разложения нижнего слоя подстилки. Отмирание корней, особенно мелких тонких «сезонных» корешков деревьев, конечно, могло иметь место, но едва ли дало бы такой количественный эффект в увеличении содержания гумуса, какой мы видим по средним данным для среднеподзолистой почвы: с 5.08 до 6.80%. Корней трав в горизонте A_1 очень мало, так как они располагаются преимущественно в подстилке. Поэтому более вероятно, что увеличение содержания гумуса в горизонте A_1 идет за счет разложения подстилки. Деятельностью множества населяющих подстилку насекомых, мелких роющих позвоночных червей и иных животных подстилка «запахивается» в почву и превращается там в гумус. Массовый уход в почву насекомых и их личинок наблюдается в сентябре.

Таким образом, деятельность животного мира почвы, усиливающаяся в осенний период, не может не влиять на содержание органического вещества в почве. Только на четвертом участке мы не наблюдаем увеличения содержания гумуса в горизонте A_1 в сентябре. Это может быть объяснено тем, что подстилка четвертого участка менее пригодна для жизни различных мелких животных [1], поэтому перемешивание ее с горизонтом A_1 происходит довольно слабо. Обогащение горизонта A_1 органическим веществом здесь происходит, повидимому, в значительной степени за счет водорастворимых форм гумуса, но об этом речь будет дальше.

В октябре 1939 г. количество гумуса в горизонте A_1 на всех участках площадки уменьшается. Очевидно, в конце сентября и октябре 1939 г. в результате выпадения небольших дождей интенсивнее пошли процессы разложения гумуса, до этого, может быть, несколько подавленные чрезмерной засухой. Уменьшение запаса подстилки на втором и третьем участках подтверждает допустимость такого предположения.

Интересно отметить, что ход изменения содержания гумуса в 1939 г. у нас получился такой же, как и у Feher [21], данные которого приведены в книге А. А. Роде [9].

На суглинистой почве под лесом Feher наблюдал от июня — июля к августу уменьшение количества гумуса, в сентябре — повышение и в октябре опять уменьшение. Сентябрьское повышение характерно для всех двенадцати площадок, исследованных Feher.

В 1940 г. ход изменения содержания валового гумуса был несколько иным, чем в 1939 г.

От 18/X 1939 г. до 21/V 1940 г. содержание гумуса в горизонте A_1 на первом, третьем и пятом участках осталось без изменения. На втором участке количество его уменьшилось, а на четвертом участке — значительно увеличилось. В холодное зимнее время едва ли мог итти процесс разложения гумуса, так как это процесс биологический. Изменение в содержании гумуса во втором участке, вероятно, произошло или очень поздней осенью, или ранней весной, но по нашим данным это установить нельзя: в промежуток времени между 18/X 1939 г. и 21/V 1940 г. наблюдений не было. На втором участке после 18/X 1939 г. разложение гумуса, вероятно, еще продолжалось, в зимнее же время количество гумуса изменялось мало, так же как на первом и третьем участках.

Динамика содержания гумуса в горизонте A_1 четвертого участка резко

[1] К сожалению, специальных исследований в ЦЛГЗ по этому вопросу пока еще не было.

отличается от динамики содержания гумуса на всех других участках. В течение всего лета 1939 г. шла интенсивная минерализация гумуса в толще горизонта A_1. Сентябрьское увеличение содержания гумуса, выраженное на кривых для других участков пиками, здесь представлено лишь замедлением, но все же не прекращением разложения. За 4 месяца содержание гумуса уменьшилось с 11.57% до 8.08%. К весне 1940 г. мы констатируем значительное накопление гумуса (до 9.78%). От 21/V к 23/VI идет чрезвычайно энергичная минерализация гумуса (до 5.74%), а с 23 /VI до 17/X мы видим постепенное, но неуклонное накопление его (до 9.27%). Принимая во внимание особенности четвертого участка (почти чисто хвойная подстилка с участием мхов на сильно оподзоленной почве) и высокое содержание гумуса в горизонте A_2 (1.5—2.2%); очень светло окрашенном, почти белесоватом, мы вправе сделать вывод, что здесь мы имеем дело с особыми гумусовыми веществами, слабо окрашивающими почву, очень неустойчивыми, быстро разлагающимися, легко растворимыми, а следовательно, и легко передвигающимися с водой. Образуются они в процессе разложения подстилки, преимущественно хвойно-моховой, возможно при участии каких-либо особых бактерий или грибов, и вмываются дождевыми водами в горизонт A_1. Здесь, встретив иные физико-химические условия, органические вещества в значительной части закрепляются, но некоторая доля их проникает в горизонт A_2 и глубже.

Летом 1939 г. эти органические вещества в горизонт A_1 не проникали из-за отсутствия, вследствие большой засухи, заметного просачивания осадков даже осенью (до 18/X). В силу этого в 1939 г. содержание гумуса в горизонте A_1 непрерывно уменьшалось, ибо никаких источников его пополнения не было. С позднеосенними дождями или с весенними талыми водами (последнее вероятнее) они проникли в горизонт A_1, где частично закрепились, частично проникли глубже. С наступлением теплого времени этот относительно свежий гумус очень быстро минерализовался. Но продолжавшиеся все лето 1940 г. дожди приносили все новые порции органического вещества в A_1, и так как условия для его разложения были неблагоприятные в силу большой влажности и ухудшенной поэтому аэрации (в октябре было заметно даже поверхностное оглеение почвы), то валовое количество гумуса к осени 1940 г. в горизонте A_1 четвертого участка сильно увеличилось.

Наиболее полному вмыванию органических веществ из подстилки в горизонт A_1 благоприятствовало еще то обстоятельство, что четвертый участок расположен на почти горизонтальной части площадки. Следовательно, максимально возможное количество дождевых и весенних талых вод просачивается в глубь почвы, в то время как на других участках, расположенных на пологом, хотя бы, склоне, значительная часть осадков — особенно весенних вод — расходуется на поверхностный сток.

Важное значение имеет здесь также качественный состав подстилки, а именно, недостаточное содержание в ней оснований. Работами С. П. Кравкова [4, 5] доказано, что при недостаточном количестве оснований в разлагающейся подстилке продукты разложения растительных остатков не закрепляются на месте, а переходят в водный раствор и вмываются в нижележащие горизонты. Выше мы видели, что количество поглощенного кальция в подстилке четвертого участка меньше, чем в других участках, и pH много ниже. Исследуя физико-химические свойства водорастворимых веществ лесных подстилок, А. А. Роде [10] пришел к выводу, что с увеличением степени подзолистости почв в подстилках их увеличивается содержание водорастворимых органических веществ. Свойства последних зависят преимущественно от условий разложения. Состав самих

остатков заметно влияет лишь в начальных стадиях разложения, в дальнейшем же его роль делается второстепенной. Нам кажется, что эти выводы не находятся в противоречии с выводами С. П. Кравкова. Состав растительных остатков и условия разложения тесно связаны, но в отдельных случаях тот или иной фактор может принять доминирующее значение.

Водорастворимых органических веществ в почве четвертого участка в 1940 г. образовывалось больше, чем на других участках, и состояли они в значительной степени из веществ типа слабых органических кислот, в очень малой степени нейтрализованных основаниями. Проникая с дождевыми водами в минеральные горизонты почвы, эти органические вещества закрепляются в той или иной форме в почве, образуя трудно растворимые в воде соединения. Но при благоприятных условиях эти органические соединения подвергаются биологическому разложению и быстро минерализуются.

Таким образом, накопление гумуса в горизонте A_1 сильноподзолистой почвы четвертого участка можно объяснить, главным образом, поглощением органического вещества из вод, просачивающихся через подстилку. Но большая величина накопления гумуса за короткий срок (свыше 3% за 4 месяца) заставляет подходить с осторожностью к объяснению этого явления.

Попробуем произвести примерный расчет количества органического вещества, которое может быть внесено атмосферными осадками из подстилки в горизонт A_1. Допустим, что годовое количество осадков равно 600 мм. Около $\frac{1}{3}$ его задерживается кронами деревьев, поверхности почвы достигают 400 мм, что дает в год максимально 400 л воды на 1 м² поверхности. Однако количество воды, просачивающееся через подстилку, конечно, меньше в силу испарения с подстилки и десукции влаги из нее теми растениями, корни которых находятся в подстилке. Количество сухой подстилки на 1м² можно считать равным 2 кг. Приняв величину водорастворимого органического вещества подстилки равным 0.5 г на 100 г (такая величина была найдена нами в водных вытяжках в период интенсивного разложения подстилки), мы можем рассчитать, что однократная вытяжка при отношении подстилки к воде, равном 1:10 (это отношение, и даже большее, может иметь место во время снеготаяния), способна извлечь из 2 кг подстилки (с 1 м²) двадцатью литрами воды 10 г органического вещества. Если последующие порции воды будут извлекать столько же, то в год 400 л осадков могут извлечь из подстилки с 1 м² поверхности 200 г органического вещества. Это количество увеличило бы содержание гумуса в горизонте A_1 (приняв мощность его = 7 см и объемный вес = 1, следовательно, массу горизонта A_1 на 1 м² равной 70 кг) на 0.3%. При подобных расчетах неизбежно встает вопрос — как меняется концентрация органического вещества в водной вытяжке при сужении отношения подстилки к воде, т. е. при условиях, более близких к природным. Некоторые данные для ответа на этот вопрос дает опыт, поставленный А. А. Роде (данные не опубликованы). Опыт заключается в следующем: из подстилки приготовлялась водная вытяжка при различном отношении подстилка : вода, и в вытяжке определялось органическое вещество по методу Тюрина.

Результаты приведены в табл. 23 (стр. 267).

Из данных табл. 23 видно, что при сужении отношения подстилки к воде концентрация органического вещества в вытяжке увеличивается. Количество же водорастворимого органического вещества на единицу веса подстилки меняется мало. Это говорит о том, что во взятой подстилке

имеется какое-то более или менее определенное количество водорастворимого органического вещества, которое может быть извлечено не десятикратным количеством воды, как это мы обычно делали при производстве водных вытяжек из подстилок, а гораздо меньшим. Каким именно — сказать трудно, так как для этого надо было бы исследовать

ТАБЛИЦА 23

Количество органического вещества, извлекаемого водой из подстилки при разном отношении подстилка : вода

Отношение подстилка: вода	Водорастворимого гумуса в мг	
	на 1 л вытяжки	на 100 г подстилки
1:4	138	55
1:6	118	71
1:8	83	66
1:10	62	62
1:12	57	68
1:14	61	85
1:16	49	78
1:20	58	80

По данным А. А. Роде.

непосредственно почвенные растворы. Во всяком случае, концентрация органического вещества в почвенном растворе, очевидно, выше, чем в водных вытяжках, и расчеты количества органического вещества, которое может быть вымыто в почву из подстилки, сделанные на основании содержания органического вещества в водных вытяжках, заведомо преуменьшены. Количество водорастворимого органического вещества, имеющееся в тот или иной момент в подстилке, может быть вымыто в горизонт A_1 небольшими порциями дождевой воды. Через некоторое время, по мере разложения подстилки, в ней образуются новые количества водорастворимого органического вещества, которые опять могут быть вымыты небольшими количествами воды. Таким образом, количество органического вещества, поступающего из подстилки в почву, зависит не столько от количества осадков, сколько от свойств подстилки, от ее состава, от хода биохимических процессов и от состава микрофлоры, способной продуцировать водорастворимые органические вещества.

Тем не менее, объяснить накопление гумуса в горизонте A_1 четвертого участка за счет только поглощения водорастворимых органических веществ, поступающих из подстилки, нельзя.

Очень возможно, что то накопление гумуса, которое мы констатируем в горизонте A_1, происходит в значительной степени в самом верхнем слое горизонта за счет разложения нижнего слоя подстилки. При взятии образца мы тщательно следили за тем, чтобы частицы подстилки не попадали в почву. Но гумификация самого нижнего слоя подстилки могла пройти в отдельных участках настолько полно, что мы не могли не присоединить его к горизонту A_1. Тем не менее значительная роль водорастворимого органического вещества в накоплении гумуса на этом участке по сравнению с другими участками, по нашему мнению, выступает совершенно ясно.

Большая прибавка органического вещества в горизонте A_1 заставляет задуматься над источниками углерода, послужившего для образования гумуса. В основном, таковым источником была, несомненно, подстилка.

Но отмирание корней растений и тел микроорганизмов и мелких животных также имело некоторое значение. Соответствует ли накопление углерода в почве убыли его в подстилке? Весьма грубо и только приближенно можно судить об этом по изменению запаса подстилки. Возьмем для примера четвертый участок. За время с 18/X 1939 г. по 21/V 1940 г. в горизонте A_1 количество гумуса увеличилось на 1.7%. Если принять, как это мы делали выше, вес горизонта A_1 на площади в 1 м² равным 70 кг, то прибавка 1.7% гумуса даст в абсолютных величинах около 1200 г гумуса. Подстилки за это время разложилось 840 г на 1 м², плюс зимний опад, который не учитывался, но по литературным данным может дать не менее 300 г на 1 м² (см. табл. 6). Как видно, цифры не находятся в противоречии, тем более, что в зимнее время полное разложение подстилки до CO_2 едва ли происходило в заметных размерах.

Точного баланса здесь ждать и нельзя, так как, во-первых, не определялся объемный вес почвы, во-вторых, наибольшие изменения в содержании гумуса, как уже указывалось, могли происходить в самом верхнем слое горизонта A_1, где небольшие по массе количества разложившейся подстилки (нижнего слоя ее, наиболее гумифицированного) могли значительно обогатить гумусом горизонт A_1.

Совершенно иное соотношение получается для срока с 23/VI по 11/IX 1940 г. За это время подстилки разложилось, учитывая опад, около 800 г на 1 м². Гумуса в горизонте A_1 прибавилось 2.4%, что соответствует 1.6 кг на 1 м². Таким образом, гумуса прибавилось значительно больше, чем разложилось подстилки.

Объяснить это противоречие сейчас не представляется возможным, в дальнейшей же работе на этот факт должно быть обращено особое внимание. У нас нет оснований сомневаться в правильности аналитических данных. Точно так же мало вероятно, чтобы констатируемые изменения в содержании гумуса были бы обязаны случайности взятия образца, т. е. пространственной неоднородности почвы. Если бы это было так, то мы не наблюдали бы такого согласного изменения кривых содержания гумуса в почвах первых трех участков. Почва же четвертого участка настолько отличается от почвы трех участков, что своеобразное изменение содержания гумуса в ней вполне естественно. Безусловно, менее точным является учет опада и запаса подстилки. Но вряд ли этим полностью можно объяснить полученное несоответствие между накоплением гумуса и разложением подстилки.

В общем, имеющийся материал нас убеждает в том, что значительные сезонные изменения содержания гумуса в лесных почвах имеют место. Более полное и подробное изучение сущности наблюдаемых явлений является задачей дальнейших исследований.

6. Изменения содержания обменного кальция, обменной кислотности и pH водной суспензии горизонтов A_1 и A_2

Как уже отмечалось выше, содержание обменного кальция в горизонте A_1 (табл. 17) во много раз (в 20—25 раз) меньше, чем содержание его в подстилке. Кальций, попадающий в почву с опадом, в значительной части закрепляется в подстилке, почти не проникая в минеральную часть почвы. Наблюдаемые уменьшения содержания обменного кальция в подстилке обусловлены, видимо, в большей степени усвоением его растительностью, чем вмыванием в нижележащие горизонты. Поэтому сезонные изменения содержания обменного кальция в горизонте A_1 весьма невелики, а в горизонте A_2 — совсем незначительны.

Обменная кислотность в горизонте A_1, наоборот, достигает такой же величины, как и в подстилке (табл. 19), а в отдельных случаях даже превышает ее.

При объяснении этих явлений необходимо учитывать роль корней живой растительности.

Сравнивая содержание обменного кальция и величину обменной кислотности в одном и том же горизонте, мы видим, что в подстилке содержание кальция в 3—5 раз больше величины обменной кислотности, а в горизонтах A_1 и A_2 — в 2—12 раз меньше. Такая большая ненасыщенность основаниями поглощающего комплекса минеральных горизонтов почвы может быть обусловлена как поглощением оснований корнями растений и выделением в обмен иона водорода, так и проникновением в почву из подстилки кислотоподобных ненасыщенных основаниями органических соединений, продуктов разложения растительных остатков. Соответственно с этим, минеральные горизонты почв четвертого и пятого участков имеют обменную кислотность, вдвое большую, чем те же горизонты почв первых трех участков.

Сезонные изменения величины обменной кислотности горизонта A_1 (табл. 19) наблюдаются, но они значительно меньше, чем в подстилке. Эти изменения связаны с превращением органического вещества.

В 1939 г. в условиях отсутствия промывания почвы дождевыми водами обменная кислотность в горизонте A_1 ведет себя так же, как и в подстилке, т. е. от весны к осени падает. Повидимому, это объясняется минерализацией гумуса. А тот гумус, или вернее те органические вещества, которые прибавились в горизонте A_1 в сентябре (как мы предполагали за счет отмирания мелких сезонных корешков и за счет «запахивания» подстилки в нижележащие горизонты почвы насекомыми и другими мелкими животными), повидимому, не обладали столь кислыми свойствами, какими обладают органические соединения, которые проникают в дождливое время из подстилки с водой. В подтверждение этого мы видим (табл. 19, фиг. 11 и 12) некоторое увеличение величины обменной кислотности к осени в минеральных горизонтах почвы в 1940 г. При этом в почвах четвертого и пятого участков, где при разложении подстилок образуется больше кислотоподобных продуктов, увеличение это более значительно. Величина обменной кислотности в горизонте A_1 иногда превышает таковую в подстилке. Частично это может происходить за счет превращения органических веществ в толще самого горизонта A_1, на которое мы указывали выше, в главе о динамике гумуса, но, вероятнее, следует отнести это на счет жизнедеятельности корней растений.

Изменения химических свойств горизонта A_2 настолько незначительны, что часто не выходят за пределы ошибки определения, поэтому рассматривать их мы не будем. Более определенны лишь изменения актуальной и обменной кислотности, связанные, очевидно, с проникновением в толщу почвы кислых растворов из подстилки.

Настоящая работа поставлена по инициативе А. А. Роде, которому я приношу глубокую благодарность за руководство работой и редактирование статьи.

ВЫВОДЫ

1. На основании двухлетних наблюдений, производившихся в елово-смешанном лесу в Центральном лесном государственном заповеднике (Калининская область), установлен факт существования значительных сезонных изменений некоторых химических свойств подзолистых почв.

2. Наибольшей сезонной изменчивостью отличаются химические свойства подстилок. В меньшей степени изменяются свойства горизонта A_1 и совсем незначительны изменения химических свойств горизонта A_2.

3. Сезонные изменения химических свойств почвы находятся в тесной зависимости от превращений органического вещества почвы, главным образом от поступления и разложения растительных остатков.

4. Запас подстилки в елово-смешанном лесу от весны к осени уменьшается и, начиная с октября, опять увеличивается. Амплитуда колебаний составляет около (максимум в процентах от минимума) 130% в сухой год и 160% — во влажный год. Абсолютные величины колебались от 13 т/га до 23 т/га.

5. Подстилка разлагается более интенсивно: а) во влажный год, чем в сухой, б) на пологих склонах, чем на горизонтальных участках и в) в тех местах, где в состав ее входит больше листвы.

6. Характер разложения подстилки в отношении состава и свойств продуктов разложения в сухие и во влажные годы различен.

7. При разложении подстилки образуется довольно большое количество водорастворимых органических веществ, которые представляют из себя преимущественно смесь различных органических кислот (и угольной кислоты) и их солей с различными, главным образом, сильными основаниями.

В подстилке под насаждением, преимущественно хвойном, т. е. в подстилке хвойно-моховой, кислоты нейтрализованы в меньшей степени, чем в насаждении с примесью лиственных пород.

8. Содержание водорастворимых органических веществ в подстилке увеличивается от весны к лету и снова уменьшается к осени. Во влажные годы образуется больше водорастворимых органических веществ, чем в сухие.

9. Природа, активность образующихся при разложении подстилки кислот в течение сезона меняются. По имеющимся данным, от весны к началу осени кислоты образуются все более активные, в конце осени опять уступая место более слабым.

Величины титрирной щелочности и кислотности изменяются обычно параллельно с изменением содержания водорастворимого органического вещества. Однако в отдельных случаях титрирная щелочность может возрастать независимо от содержания водорастворимого гумуса, за счет образования солей угольной кислоты, что может иметь место при pH не ниже 6.

Приближенный подсчет позволяет определить величину эквивалентного веса водорастворимого гумуса, каковой вес оказался равным 210.

Предварительно можно утверждать, что в то время как в сильноподзолистой почве титрирная кислотность всегда выше титрирной щелочности, в среднеподзолистой почве эти величины могут быть то больше, то меньше по отношению друг к другу.

10. Обменная кислотность в подстилке подвергается весьма значительным сезонным изменениям. В течение одного года максимум от минимума на отдельных участках достигает 350%.

11. Выявлена совершенно определенная зависимость изменения величины обменной кислотности от характера разложения подстилки, определяемого метеорологическими условиями:

а) в сухое лето, когда продукты разложения подстилки остаются на месте и образующиеся кислоты в той или иной степени нейтрализуются отщепляющимися основаниями, обменная кислотность подстилки (равно как и нижележащих горизонтов) от весны к осени уменьшается;

б) в дождливое лето, когда растворимые в воде продукты разложения подстилки выносятся в нижележащие горизонты, оснований для нейтрализации образующихся в подстилке кислот нехватает, и в минеральные горизонты почвы от весны к осени проникают все более кислые соединения. Обменная кислотность подстилки, а также и нижележащих горизонтов возрастает.

12. В период листопада кислотность подстилки (обменная, актуальная и титрирная) уменьшается.

13. Установлены весьма значительные изменения в содержании валового гумуса в горизонте A_1. Изменения эти имеют бо́льшую амплитуду в верхнем горизонте сильноподзолистых почв, чем почв среднеподзолистых.

14. Уменьшение содержания валового гумуса происходит за счет минерализации его, а увеличение — за счет «запахивания» в верхние слои горизонта A_1 нижних слоев подстилки деятельностью различных животных и путем вмывания водорастворимых органических соединений. Для почвы среднеподзолистой большее значение имеет первая причина, а для почвы сильноподзолистой — вторая.

15. При производстве почвенных исследований необходимо учитывать сезонную изменчивость химических свойств почвы и особенно лесных подстилок.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев И. С. Водный режим подзолистых почв и его влияние на процессы почвообразования. Рукопись.
2. Гиляров М. С. Почвенная фауна и жизнь почвы. Почвоведение, № 6, 1939.
3. Зайцев Б. Д. Почвенные условия местопроизрастания сосны и ели. Сельхозгиз, 1931.
4. Кравков С. П. Материалы к изучению процессов разложения растительных остатков в почве. СПб., 1908.
5. Кравков С. П. Исследования в области изучения роли мертвого растительного покрова в почвообразовании. СПб., 1911.
6. Кравков С. П. Динамика почвенных процессов. «Новейшие достижения и перспективы в области агрономии». Изд. Гос. ин-та опытн. агрон., Л., 1929.
7. Макаров А. Т. Поглощение органических веществ подзолистыми почвами. Материалы по изучению продуктов разложения органических веществ и процессов закрепления их в почвах. Под ред. С. П. Кравкова. Вып. 1, 1935.
8. Ремезов Н. П. Генезис подзолов. Диссертация. 1940.
9. Роде А. А. Подзолообразовательный процесс. Изд. Акад. Наук СССР, 1937.
10. Роде А. А. Несколько данных о физико-химических свойствах водорастворимых веществ лесных подстилок. Почвоведение, № 3, 1941.
11. Роде А. А. О возможной роли растительности в подзолообразовании. Почвоведение, № 3, 1944.
12. Сахаров М. И. Органический отпад в лесных фитоценозах. Почвоведение, № 10, 1939.
13. Скрынникова И. Н. Опыт изучения динамики химического состава почвенно-грунтовых вод подзолистой зоны. Тр. Центр. лесного заповедника, т. III (печатается).
14. Созыкин Н. Ф. Гидрологическое значение лесной подстилки и физические свойства лесных почв. Водный режим в лесах. Тр. Всес. н.-иссл. ин-та лесн. хоз., вып. 8, 1939.
15. Соколов А. В. Определение в почве активного алюминия. Химизация соц. земледелия, № 7, 1939.
16. Степанов Н. Н. Химические свойства лесной подстилки, как основного фактора естественного лесовозобновления. Тр. по лесн. оп. делу Центр. лесн. опытн. станции, вып. 11, М., 1929.
17. Степанов Н. Н. Процесс минерализации опадающей листвы и хвои деревьев и кустарников. Почвоведение, № 9, 1940.
18. Тюрин И. В. Органическое вещество почв. Сельхозгиз, 1937.
19. Тюрин И. В. и Наткина А. И. Опыт изучения водорастворимого гумуса подзолистой почвы. Почвоведение, № 10, 1944.

20. Шумаков В. С. Динамика разложения растительных остатков и взаимодействие продуктов их разложения с почвой. Тр. Всес. н.-и. ин-та лесн. хоз., вып. 24, 1941. Исслед. по лесному почвоведению, т. 1.
21. Feher D. Die restlichen Veränderungen des Humusgehaltes des Waldbodens. «Silva». Bd. XIX, 385—387, München, 1931 (Цитируется по книге А. А. Роде «Подзолообразовательный процесс»).
22. Feher D. Untersuchungen über die Mikrobiologie des Waldbodens. Berlin, 1933.
23. Ebermayer E. Die gesammte Lehre der Waldstreu. Berlin, 1876. (Цитируется по книге А. Роде: «Подзолообразовательный процесс»).

M. M. ABRAMOVA

SEASONAL CHANGES OF SOME CHEMICAL CHARACTERISTICS OF FOREST PODZOLIZED SOILS

1. The existence of considerable seasonal variations in certain chemical characteristics of podzolized soils has been established on the basis of 2 years of observations made by the author in a mixed-fir tree forest in the Central State Forest Preserve (Kalinin Region).

2. The greatest seasonal variability is shown by the chemical characteristics of the litter. Horizon A_1 changes in a lesser degree, the variations in the chemical characteristics of horizon A_2 are quite insignificant.

3. The seasonal variations in the chemical characteristics of soils depend intimately on the transformations experienced by the organic substance of soil, mainly on the supply and decomposition of plant residues.

4. The amount of litter in a fir-mixed forest decreases between Spring and Autumn and is again on the increase beginning from October. The amplitude of this variation reaches about 130 p. c. (maximum value in p. c. of minimum value) in a dry year and 160 p. c. in a moist one. The absolute values varied between 13 t/ha and 23 t/ha.

5. The litter is decomposed: a) in a moist year, at a higher rate, than in a dry one; b) on slopes sooner than in horizontal plots, and more rapidly in those places where it contains relatively more leaves.

6. The character of decomposition of the litter in regard to constitution and properties of the products of decomposition in dry years differs from that observed in moist ones.

7. In the course of the decomposition of the litter a considerable amount of water-soluble organic compounds are formed which are mainly a mixture of various organic acids (and carbon dioxide) and their salts with various, mostly strong, bases.

The acids in the litter on plots overgrown mainly by coniferous trees, i. e. composed of conifer needles and moss, are neutralized to a lesser degree than on plots with an admixture of deciduous trees.

8. The content of the litter in water-soluble organic compounds rises from Spring to Summer and sinks again towards Autumn. During moist years more water-soluble substances are formed than in the course of dry ones.

9. The nature and activity of the acids formed in the decomposition of the litter varies with the season. According to the data of author, acids of an increasing activity are formed during the Summer and the beginning of Autumn, by the end of the Autumn they are replaced by weaker acids.

The values of titrated alkalinity and acidity vary usually with the changing content of water-soluble organic substances. However

in some cases the titrated alkalinity may increase, independent of the content in water-soluble humus, at the expense of the formation of carbonates which may occur at pH values exceeding 6.

An approximative calculation permits to determine the value of the equivalent weight of water-soluble humus. This proved to be 210.

It can be provisorily affirmed that while in a strongly podzolized soil the titrated acidity is always in excess of titrated alkalinity, in a medium podzolized one each of these values may either exceed or be less than the other.

10. Exchange acidity in the litter experiences considerable seasonal variations. In the course of one year the maximum value on some plots may reach 350 p. c. of the minimum one.

11. An absolutely definite dependence of the variation of the value of exchange acidity on the character of the decomposition of the litter determined by the meteorologic conditions has been found to exist:

a) during a dry Summer, when the products of decomposition remain at the place of their formation and the acids formed in its course are to a certain degree neutralized by the bases forming simultaneously,— exchange acidity of the litter and likewise that of the horizons lying below it decreases from Spring to Autumn;

b) during a rainy Summer, when the water-soluble products of decomposition of the litter are washed out and removed into the lower horizons, there arises a deficit of bases in the litter and their amount is no more sufficient for the neutralization of the acids that are forming in it; from Spring to Autumn increasing acid compounds penetrate into the mineral horizons of the soil. The exchange acidity of the litter, as well as of the lower lying horizons, increases.

12. In the period of the fall of leaves the acidity of the litter (exchange acidity, both actual and titrated) decreases.

13. Significant variations have been established in the content of horizon A_1 in total humus. These variations show a greater range in the upper horizon of strongly podzolized soils than in that of medium podzolized ones.

14. The decrease in the total humus content occurs at the expense of its mineralization and its increase—at that of the «tilling» of the lower layers of the litter into the upper layers of horizon A_1 by the activities of various animals and by the washing-in into them of water-soluble organic compounds. For soils of medium podzolization the first cause is of greater significance, for strongly podzolized soils — the second.

15. The seasonal variability of soils, particularly that of forest litter, should be taken into consideration in soil researches and analyses.

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

1947 ТРУДЫ ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА ИМ. В. В. ДОКУЧАЕВА, Том XXV

П. А. КРЮКОВ

О ФАЗОВЫХ ПОТЕНЦИАЛАХ, ВОЗНИКАЮЩИХ ПРИ ОТСТАИВАНИИ СУСПЕНЗИЙ

(Физико-химическая лаборатория Почвенного института АН СССР)

I. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Возникновение скачка потенциалов между отстоем и осадком в отстоявшейся суспензии тесно связано с наличием неравномерности в распределении ионов между отстоем и жидкостью в осадке. В применении к физико-химическому исследованию почв измерение таких скачков потенциалов может служить одним из методов изучения равновесий типа почвенный раствор $\rightleftarrows$ раствор, находящийся с ним в контакте. К равновесию почвы с раствором большей частью подходят со стороны изучения адсорбционных равновесий. Почти не затрагивается вопрос о гетерогенных равновесиях, связанных с переходом основных компонентов твердой фазы почвы в раствор. И еще меньше обращается внимания на равновесие между почвенным раствором, являющимся жидкой фазой почвы и соприкасающимся с ним «свободным» раствором, не содержащим твердой фазы. Естественно, что все эти три типа равновесий могут быть полно изучены только в неразрывной связи. Однако при современном состоянии наших знаний представляется целесообразным кратко сформулировать задачу изучения равновесий типа: жидкая фаза почвы $\rightleftarrows$ раствор и затем иллюстрировать ее на примере электрохимических равновесий, возникающих при отстаивании суспензий.

Отстаивание (или фильтрование) почвенных суспензий и изучение состава декантированного или отфильтрованного раствора применяется, как известно, очень широко при приготовлении различных вытяжек из почв, при измерениях pH, при определении адсорбции ионов. Обычно при этом принимается, что равновесие между жидкостью в осадке и отстоем (или фильтратом) приводит к равномерному распределению ионов во всей системе. Достаточно оснований к такому допущению не имеется, и основанные на нем расчеты не могут считаться во всех случаях достоверными.

Таков же характер равновесий, возникающих при выделении почвенного раствора (любым методом). Остается принципиально не решенным вопрос о возможности определения состава естественного почвенного раствора на основании изучения состава раствора, выделенного из почвы. Это обстоятельство усложняет проблему изучения почвенных растворов.

Одновременно затрудняется исследование равновесий адсорбционных и равновесий, связанных с растворимостью твердых компонентов почвы при естественной влажности почв, состояние которых определяется составом почвенного раствора.

В природной жизни почвы равновесия типа: жидкая фаза почвы $\rightleftarrows$ природная вода имеют, конечно, большое значение прежде всего в процессах формирования состава поверхностных вод. Широкое геохимическое значение подобных равновесий и проблемы изучения «пленочных вод» полно и ярко сформулировано В. И. Вернадским [1]. Не только почвенные растворы, но и иловые растворы и волосные воды пород могут быть изучены только на основании представлений о равновесиях типа: жидкая фаза почвы (ила, породы) $\rightleftarrows$ свободный раствор.

II. СУСПЕНЗИОННЫЙ ЭФФЕКТ

Наличие неравномерности в распределении электролитов между жидкой фазой почвы и равновесным раствором можно установить, если рассмотреть распределение водородных ионов в отстоявшейся суспензии. Выбор именно водородных ионов представляет удобство в том отношении, что активности этих ионов могут быть измерены без нарушения равновесия в системе. Найденные соотношения могут быть затем распространены (качественно) на другие случаи подобных равновесий, например на случай равновесия выделенного и невыделенного почвенного раствора.

Пример равновесного распределения водородных ионов в отстоявшейся суспензии весьма близок к явлению, известному у нас под названием суспензионного эффекта Вигнера. Вигнер и Пальман [2] в ряде работ показали, что суспензии почв (и ряда других дисперсных систем) имеют величину pH, отличную от значения этой величины для ультрафильтрата или центрифугата. Для кислых суспензий был найден «кислый» эффект: pH суспензии ниже pH центрифугата (или ультрафильтрата), а для щелочных суспензий был найден обратный «щелочной» эффект. При истолковании этого эффекта Вигнер и Пальман отрицали возможность различия в составе раствора в суспензии и центрифугата (ультрафильтрата). Для объяснения явления они предположили влияние адсорбированных ионов водорода (в кислых суспензиях) или гидроксила (в щелочных) на потенциал электрода.

Работы Вигнера и Пальмана вызвали возражения как в отношении существования самого эффекта, так и в отношении данного ему объяснения. Анмак [3] считает с термодинамической точки зрения невероятным, чтобы величина pH могла меняться при удалении твердой фазы, с которой раствор находился в равновесии. Обнаружение «эффекта» она относит за счет методических ошибок, связанных с затруднениями при измерениях pH в слабозабуференных растворах. Так же отрицает наличие суспензионного эффекта Хаугард [4] на том основании, что два стеклянных электрода, помещенных в отстоявшуюся суспензию один вверху, а другой внизу, дают один и тот же потенциал против каломельного полуэлемента, помещенного посередине. Эти возражения, как это будет показано ниже, являются несостоятельными.

Более плодотворной является критика теории суспензионного эффекта, данной Вигнером и Пальманом. Еще до работ Вигнера и Пальмана Кларк и Коллинс [5] описали суспензионный эффект и объяснили его, исходя из теории Доннана. Как известно, теорию мембранного равновесия Доннана широко применил к решению различных вопросов коллоидной химии

почв Маттсон [6][1]. Из его работ также можно сделать вывод о необходимости существования суспензионного эффекта. Наиболее полно и строго теорию суспензионного эффекта, так же основанную на представлении о равновесии Доннана, развил Никольский [8].

III. МЕМБРАННОЕ РАВНОВЕСИЕ

Теория Доннана в общей форме указывает на то, что в системе, включающей заряженные частицы (ионы), неспособные вследствие каких-либо причин равномерно распределяться во все области системы, все другие ионы должны распределяться неравномерно. Частным случаем равновесия Доннана является мембранное равновесие, при котором наличие в системе мембраны, непроницаемой для одного рода ионов (заряженных частиц), вызывает неравномерное распределение ионов всех родов. При ультрафильтрации почвенных суспензий ультрафильтр является такой мембраной, задерживающей частицы суспензий (обычно — несущие заряд) и проницаемой для обычных ионов. При центрифугировании же или при отстаивании суспензий реальная мембрана отсутствует и причиной неравномерного распределения частиц суспензии является центробежная сила или сила тяжести. В элементарной форме доннановское распределение ионов может быть изображено схемой:

M	
R^-	
Cl^-	Cl^-
Na^+	Na^+
H^+	H^+
OH^-	OH^-
1	2

где R^- — частицы, неспособные проходить через мембрану M.

Согласно теории Доннана, между активностями ионов по обе стороны мембраны существуют следующие соотношения:

$$\frac{(Na^+)_2}{(Na^+)_1} = \frac{(H^+)_2}{(H^+)_1} = \frac{(Cl^-)_1}{(Cl^-)_2} = \frac{(OH^-)_1}{(OH^-)_2} < 1$$

(в случае отрицательного заряда не способных к диффузии частиц) или >1 (в случае положительного заряда этих частиц).

Приведенные соотношения, а также условия электронейтральности каждой в отдельности части раствора позволяют притти к ряду количественных выводов относительно зависимости распределения ионов от концентрации недиффундирующих частиц, концентрации электролитов и т. д., рассмотрение которых мы оставляем сейчас в стороне.

Из неравномерности в распределении электролитов вытекает как следствие возникновение разности потенциалов по обе стороны мембраны. Наличие мембранных разностей потенциалов было экспериментально доказано работами Бьерума [9] для коллоидных растворов гидроокиси

[1] Значение равновесия Доннана для почвенных систем в более строгой форме рассмотрено в последнее время Дэвисом [7].

хрома, Гангули и Кришнамурти [10] для коллоидных растворов кремнекислоты, Ринде [11] для золей серы. Доннановское распределение в отсутствии мембраны (например, при отстаивании или центрифугировании суспензии) также должно приводить к возникновению разности потенциалов между осадком и отстоем. На это указывали Никольский [8], Рабинович, Васильев и Гатовская [12], Маттсон [6], но экспериментальных определений ожидаемых скачков потенциалов произведено не было. Не были также, как нам кажется, достаточно полно сформулированы термодинамические условия возникновения скачков потенциалов в отстоявшейся суспензии.

IV. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАВНОВЕСИЯ ИОНОВ В ОТСТОЯВШЕЙСЯ СУСПЕНЗИИ

Необходимо прежде всего уточнить представление о гетерогенности интересующей нас системы. Исходя из понятия фазы, как вполне однородной по свойствам и состоянию материи, мы должны рассматривать жидкость в осадке и жидкость над ним как две различные фазы. Жидкость в осадке находится под влиянием поверхностных сил, действующих на границе ее раздела с твердой фазой. Природа этих сил и производимые ими изменения в состоянии жидкости изучены мало, но и того, что известно в отношении, например, изменения механических свойств воды, температуры замерзания, диэлектрической постоянной и т. п., дает право рассматривать жидкость в осадке, как фазу, отличную от отстоя. При седиментационном равновесии в суспензии обычны случаи, когда концентрация взвешенных частиц постепенно меняется по вертикали. Дисперсионную среду тогда необходимо считать состоящей из непрерывной последовательности жидких фаз, состояние которых меняется в соответствии с возрастанием концентрации суспензии сверху вниз. Для нас достаточно ограничиться рассмотрением более простого случая, когда образуется резкая граница между отстоем и осадком. Это происходит при стесненном осаждении суспензий с достаточно большой концентрацией твердой фазы. Здесь свойства жидкой среды скачкообразно меняются при переходе через границу осадка.

Рассмотрим теперь термодинамические условия равновесия между жидкой фазой осадка и фазой отстоя.

Гиббс показал, что при равновесии фаз, находящихся в контакте, химический потенциал μ любого индивидуального вещества должен иметь одно и то же значение во всей системе. Химический потенциал был введен Гиббсом как раз для характеристики условий гетерогенного равновесия. Смысл этой важной величины заключается в том, что, подобно тому как равенство температур является критерием термического равновесия, равенство давлений механического равновесия, равенство химических потенциалов говорит о химическом равновесии в гетерогенной системе. Химический потенциал связан с активностью уравнением:

$$\mu = \mu_0 + RT \ln c \cdot f,$$

где c — концентрация и f — коэффициент активности вещества.

Условие равенства химических потенциалов неприменимо для ряда особых случаев гетерогенного равновесия, когда состояние системы определяется не только давлением, температурой и составом, но и другими дополнительными параметрами: силой тяжести, электрическими

силами, действующими между фазами, и т. п. Кроме того, для применения к равновесию критерия равенства химических потенциалов необходимо, чтобы компоненты могли перемещаться независимо друг от друга. Это условие не соблюдается в случае ионов, так как они могут перемещаться из одной фазы в другую только совместно: положительный и отрицательный. Если имеется пара из обычного иона и иона, адсорбированного твердой частицей суспензии, то свободное совместное передвижение их невозможно вследствие влияния гравитационного поля на частицу твердой фазы и связанные с нею ионы. Это обстоятельство и является наиболее характерной, но не единственной причиной неравенства химических потенциалов ионов в интересующих нас системах. Если твердые частицы не заряжены, то ограничивающим условием для одновременного перемещения ионов является разница в коэффициентах распределения их между деформированной фазой (в осадке) и свободной от деформации фазой — отстоем. Повидимому, обычно играют роль оба эффекта — влияние заряда твердых частиц и деформирующее влияние их поверхности на жидкую фазу.

Для характеристики условий равновесия ионов Гуггенгейм ввел понятие электрохимического потенциала. Оно было применено для термодинамической трактовки мембранного равновесия и, очевидно, может быть приложено к случаю седиментационного равновесия.

Гуггенгейм [13] показал, что условием гетерогенного равновесия ионов является равенство электрохимических потенциалов: $\mu'_i = \mu''_i$, причем: $\bar{\mu}_i = \mu_i + F\varepsilon$ — для катионов и $\bar{\mu}_i = \mu_i - F\varepsilon$ — для анионов, где μ_i — обычный химический потенциал, ε — электростатический потенциал фазы и F — заряд одного грамм-иона.

Применим эти условия к распределению ионов в отстоявшейся суспензии, содержащей в растворе ионы H^+, Cl^- и т. д. и отрицательно заряженные частицы R^-, находящиеся в осадке.

Для ионов H^+ величины электрохимических потенциалов в осадке и в отстое равны:

$$\bar{\mu}^{от}_{H+} = \mu^{от}_{H+} + F\varepsilon_{от} \quad \text{и} \quad \bar{\mu}^{ос}_{H+} = \mu^{ос}_{H+} + F\varepsilon_{ос}.$$

Для ионов Cl^-:

$$\bar{\mu}^{от}_{Cl-} = \mu^{от}_{Cl-} - F\varepsilon_{от} \quad \text{и} \quad \mu^{ос}_{Cl-} = \mu^{ос}_{Cl-} - F\varepsilon_{ос}.$$

Подобные же соотношения справедливы для всех других присутствующих ионов.

Условие равенства электрохимических потенциалов дает для состояния равновесия:

$$\mu^{от}_{H+} + F\varepsilon_{от} = \mu^{ос}_{H+} + F\varepsilon_{ос},$$
$$\mu^{от}_{Cl-} - F\varepsilon_{от} = \mu^{ос}_{Cl-} - F\varepsilon_{ос} \text{ и т. д.}$$

Отсюда искомая разность потенциалов между отстоем и осадком:

$$E_ф = \varepsilon_{от} - \varepsilon_{ос} = \frac{1}{F}\left(\mu^{ос}_{H+} - \mu^{от}_{H+}\right) = -\frac{1}{F}\left(\mu^{ос}_{Cl-} - \mu^{от}_{Cl-}\right) \text{ и т.д.}$$

Вместо химических потенциалов ионов удобно ввести их активности, определяемые экспериментально. Так, для водородных ионов мы имеем:

$$\mu^{ос}_{H+} = \mu_{0H+} + RT \ln c^{ос}_{H+} f^{ос}_{H+}$$

и

$$\mu^{от}_{H+} = \mu_{0H+} + RT \ln c^{от}_{H+} f^{от}_{H+}.$$

Для ионов Cl^-

$$\mu^{ос}_{Cl-} = \mu_{0Cl-} + RT \ln c^{ос}_{Cl-} f^{ос}_{Cl-}$$

и

$$\mu^{от}_{Cl-} = \mu_{0Cl-} + RT \ln c^{от}_{Cl-} f^{от}_{Cl-}.$$

Тогда

$$E_ф = \frac{RT}{F} \ln \frac{c^{ос}_{H+} f^{ос}_{H+}}{c^{от}_{H+} f^{от}_{H+}} = \frac{RT}{F} \ln \frac{c^{от}_{Cl-} f^{от}_{Cl-}}{c^{ос}_{Cl-} f^{ос}_{Cl-}},$$

откуда вытекает доннановское соотношение

$$\frac{c^{ос}_{H+} f^{ос}_{H+}}{c^{от}_{H+} f^{от}_{H+}} = \frac{c^{от}_{Cl-} f^{от}_{Cl-}}{c^{ос}_{Cl-} f^{ос}_{Cl-}}.$$

Из предыдущего выражения мы имеем:

$$E_ф = \frac{RT}{F} \ln c^{ос}_{H+} f^{ос}_{H+} - \frac{RT}{F} \ln c^{от}_{H+} f^{от}_{H+} = E_{ос} - E_{от},$$

где $E_{ос}$ и $E_{от}$ — потенциалы электродов, обратимых по отношению к водородным ионам, например стеклянных, погруженных соответственно в осадок и в отстой. Этим дается один из способов определения фазового потенциала.

Последнее соотношение, выраженное в форме: $E_{от} + E_ф - E_{ос} = 0$, показывает нам, что общая электродвижущая сила цепи:

Стеклянный электрод	Отстой	Осадок	Стеклянный электрод

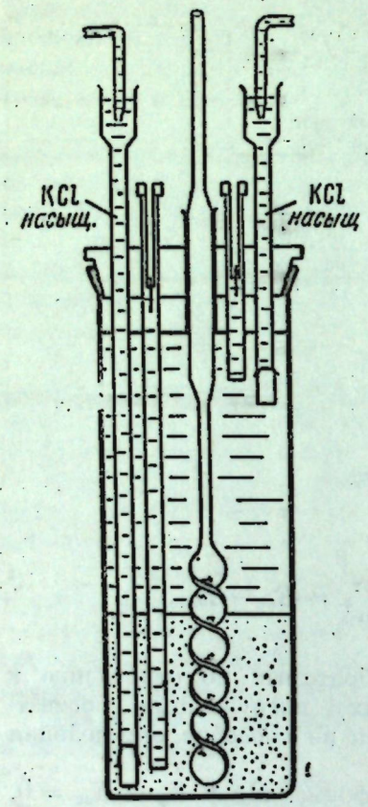
должна равняться нулю.

V. ЭКСПЕРИМЕНТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Обратимся теперь к экспериментальным условиям, в которых мы проводили измерения фазовых потенциалов.

Для измерения фазовых потенциалов в процессе оседания применялся цилиндрический сосуд (фиг. 1), в эбонитовой крышке которого укреплены мешалка и две пары из каломельных и стеклянных электродов (типа Мак—Иннеса). Одна пара отстояла от дна на 3 см, другая — на 17 см. Суспензия наливалась до уровня 18 см. Мешалкой, соединенной с мотором, производилось интенсивное перемешивание суспензии и после остановки мешалки, через определенные промежутки времени, производились измерения разностей потенциалов между электродами во всех возможных сочетаниях. В других опытах суспензия готовилась в склянке, тщательно

перемешивалась и оставлялась для отстаивания. После этого отстой и осадок разливались в два стаканчика, которые соединялись сифоном, наполненным отстоем (фиг. 2). В отстой и в осадок погружались стеклянные и каломельные электроды и так же производились измерения во всех возможных комбинациях.



Фиг. 1. Схема прибора для измерения фазовых потенциалов при отстаивании суспензий.

В качестве объектов были взяты:

1) гуминовая кислота (препарат Мерка),

2) кремневая кислота (acidum silicicum anhydrycum Кальбаум),

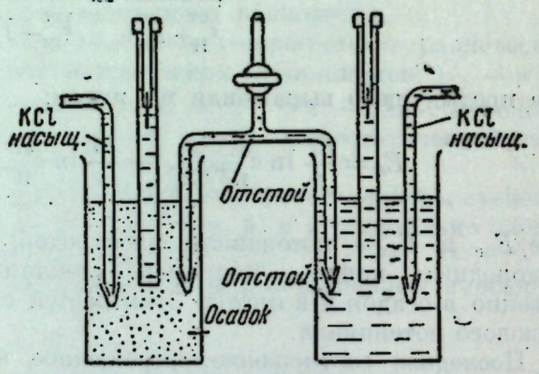
3) аскангель (бентонитовая разновидность глин Асканского месторождения, Грузия),

4) каолин глуховецкий,

5) чернозем из Каменно-Степной опытной станции, горизонт 0—15 см,

6) краснозем чаквинский, горизонт II, глубина 48—60 см,

7) солонец заволжский (Алексашкино), горизонт 12—23 см,



Фиг. 2. Схема цепи для измерения разностей потенциалов между отстоем и осадком.

8) подзол из Московской обл., горизонт A_2, глубина 14—22 см.

Результаты измерений и соответствующих расчетов сведены в табл. 1.

В верхней части таблицы приведены схемы цепей, для которых производились измерения разностей потенциалов (E_{I}, E_{II}, E_{III}, E_{IV}, E_{V} и E_{VI}) и соотношения, по которым из измеренных значений потенциалов вычислялись величины фазовых потенциалов отстой || осадок.

При этом через $E_{\text{от}}$ обозначен потенциал стеклянного электрода по отношению к отстою, через $E_{\text{ос}}$ потенциал стеклянного электрода по отношению к осадку и через E_{Φ} фазовый потенциал отстоя по отношению к осадку. Тогда электродвижущая сила для составленных нами цепей выразится следующим образом:

$$E_{\text{I}} = E_{\text{от}} + E_{\Phi} - E_{\text{ос}}, \tag{1}$$

$$E_{\text{II}} = -E_{\text{от}}, \tag{2}$$

$$E_{\text{III}} = -E_{\text{ос}}, \tag{3}$$

$$E_{\text{IV}} = E_{\Phi} - E_{\text{ос}}, \tag{4}$$

$$E_{\text{V}} = -E_{\Phi} - E_{\text{от}}, \tag{5}$$

$$E_{\text{VI}} = E_{\Phi}, \tag{6}$$

Величину фазового потенциала E_{Φ} для границы отстой — осадок можно получить непосредственно измерением э. д. с. цепи E_{VI}. Кроме того, величина E_{Φ} может быть вычислена различными способами из найденных опытом э. д. с. других цепей.

Прежде всего из (3) и (4) имеем:

$$E_{\text{IV}} - E_{\text{III}} = E_{\Phi} - E_{\text{ос}} + E_{\text{ос}} \text{ или } E_{\Phi} = E_{\text{IV}} - E_{\text{III}}. \tag{7}$$

Также из (5) и (2)

$$E_{\text{II}} - E_{\text{V}} = -E_{\text{от}} + E_{\Phi} + E_{\text{от}} \text{ или } E_{\Phi} = E_{\text{II}} - E_{\text{V}}. \tag{8}$$

Кроме того, из (4) и (5):

$$E_{\text{IV}} - E_{\text{V}} = E_{\Phi} - E_{\text{ос}} + E_{\Phi} + E_{\text{от}} = 2E_{\Phi} + E_{\text{от}} - E_{\text{ос}},$$

но

$$E_{\text{от}} - E_{\text{ос}} = E_{\text{III}} - E_{\text{II}}.$$

Тогда

$$E_{\Phi} = \frac{(E_{\text{IV}} - E_{\text{V}}) + (E_{\text{II}} - E_{\text{III}})}{2}. \tag{9}$$

Или, так как

$$E_{\text{IV}} - E_{\text{V}} = E_{\Phi} + E_{\text{I}}, \text{ то } E_{\Phi} = E_{\text{IV}} - E_{\text{V}} - E_{\text{I}}. \tag{10}$$

Все эти соотношения (7—10) справедливы независимо от того, существует ли какая-либо закономерная связь между величинами E_{Φ}, $E_{\text{от}}$ и $E_{\text{ос}}$. Но, как уже указывалось, такая связь имеет место при условии, если система находится в состоянии равновесия. Тогда

$$E_{\text{I}} = E_{\text{от}} + E_{\Phi} - E_{\text{ос}} = 0, \tag{11}$$

откуда

$$E_{\Phi} = -(E_{\text{от}} - E_{\text{ос}}). \tag{12}$$

При этих условиях величина E_{Φ} может быть вычислена и из соотношения

$$E_{\text{II}} - E_{\text{III}} = -(E_{\text{от}} - E_{\text{ос}}),$$

т. е.

$$E_{\Phi} = E_{\text{II}} - E_{\text{III}}, \tag{13}$$

или

$$E_{\text{IV}} - E_{\text{V}} = 2E_{\Phi} + (E_{\text{от}} - E_{\text{ос}}),$$

откуда, имея в виду (12), имеем

$$E_{\Phi} = E_{\text{IV}} - E_{\text{V}}. \tag{14}$$

Экспериментальные результаты представлены в милливольтах, а для пар, составленных из каломельного и стеклянного электродов, — также в соответствующих величинах pH. Рассмотрение полученных результатов приводит к следующим основным выводам:

1. Разность потенциалов между двумя стеклянными электродами, из которых один погружен в отстой, а другой в осадок, во всех случаях практически равна нулю. Разность потенциалов стеклянных электродов, обусловленная различием в активностях водородных ионов в отстое и в

ТАБЛИ

Результаты измерений э. д. с. различных цепей из каломельных

Схема цепи		E_I	E_{II}		E_{III}		E_{IV}	
Наименование объекта	Концентрация суспензии в %	Стеклянный электрод—отстой осадок—стеклянный электрод. $E_{от}+E_{\phi}-E_{ос}$	Каломельный электрод—отстой—стеклянный электрод $-E_{от}$		Каломельный электрод—осадок—стеклянный электрод $-E_{ос}$		Каломельный электрод—отстой—осадок—стеклянный электрод $E_{\phi}-E_{ос}$	
Гуминовая кислота	20	0	+ 60	2.80	+48	2.59	+ 60	2.80
Кремневая кислота	14.3	0	+344.5	7.80	+306.5	7.13	+342.5	7.77
Аскангель . . .	9.1*	—1	+445	9.66	+424	9.27	+439	9.54
Каолин глухо-вецкий	9.1	+0.5	+364.5	8.15	+366.5	8.19	+365.5	8.17
Чернозем Камен. степ. оп. ст., гор. 0—15 . .	14.3	0	+264.0	6.89	+253.5	6.19	+264.5	6.40
Краснозем, гор. II, гл. 48—60	14.3	+0.5	+169.5	4.73	+181.5	4.94	+168.5	4.71
Солонец, гор. 12—23	16.7	0	+332	7.64	+330	7.61	+333.0	7.66
Подзол, гор. A_2, гл. 14—22 . .	25	0	+186	5.14	+187	5.16	+185.5	5.13

* Измерения с суспензией аскангеля производились вскоре после ее приготовления: до того, как она образовывала тиксотропную систему.

осадке, компенсируется фазовым потенциалом на границе между отстоем и осадком.

2. pH осадка ниже, чем pH отстоя в случае гуминовой кислоты, кремневой кислоты, аскангеля и чернозема. В случае краснозема имеется обратное соотношение. В остальных случаях разница находится в пределах точности измерений.

3. Величина разности потенциалов между каломельным и стеклянным электродами зависит не от положения стеклянного электрода (в отстое или в осадке), а от положения каломельного (места электролитического контакта). Только в случае аскангеля играет роль и положение стеклянного электрода.

4. Фазовый потенциал отстой || осадок имеет положительное значение в случаях гуминовой кислоты, кремневой кислоты, аскангеля и чернозема, отрицательное значение в случае краснозема и близок к нулю в остальных случаях. Особое положение краснозема, дающего также меньшую величину pH для отстоя по сравнению с осадком, следует приписать положительному эффективному заряду краснозема.

5. Вычисленные различными способами значения фазовых потенциалов хорошо совпадают с результатами прямого измерения E_{ϕ} в цепи E_{VI}. Исключение составляют величины, вычисленные для аскангеля в двух последних столбцах таблицы. Для истолкования этого отступления сейчас недостает данных.

Для практического измерения фазовых потенциалов отстой || осадок,

ЦА 1

и стеклянных электродов в отстоявшихся суспензиях

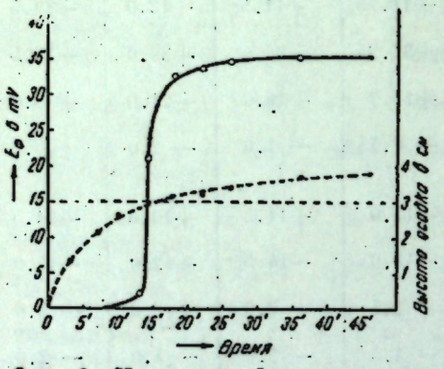
E_V		E_{VI}	Значение фазовых потенциалов отстой — осадок, вычисленных из соотношений:					
Каломельный электрод—осадок—отстой—стеклянный электрод $-E_{\phi}-E_{от}$		Каломельный электрод—отстой—осадок—каломельный электрод E_{ϕ}	$E_{\phi}=E_{IV}-E_{III}$	$E_{\phi}=E_{II}-E_V$	$E_{\phi}=\frac{E_{IV}-E_V+E_{II}-E_{III}}{2}$	$E_{\phi}=E_{IV}-E_V-E_I$	$E_{\phi}=E_{II}-E_{III}$	$E_{\phi}=E_{IV}-E_V$
+ 48.5	2.60	+11.5	+12.0	+11.5	+11.75	+11.5	+12.0	+11.5
+306	7.12	+37.5	+36.0	+38.5	+37.25	+36.5	+38.0	+36.5
+430	9.39	+15.0	+15.0	+15.0	+15.0	+16.0	+21.0	+ 9.0
+365	8.18	— 1.0	— 1.0	— 1.5	— 0.75	— 1.0	— 2.0	+ 0.5
+253.0	6.18	+11.0	+11.0	+11.0	+11.0	+11.5	+10.5	+11.5
+182.5	4.96	—12.5	—13.0	—13.0	— 3.0	—14.5	—12.0	—14.0
+330.0	7.61	+ 0.5	+ 3.0	+ 2.0	+ 2.5	+ 3.0	+ 2.0	+ 3.0
+187.5	5.17	— 2.0	— 1.5	— 1.5	— 1.5	— 2.0	— 1.0	— 2.0

естественно, нет необходимости измерять все те разности потенциалов электродов в различных сочетаниях, которые измерялись нами в методических целях. Если пользоваться только одной парой из стеклянного и каломельного электродов, то фазовые потенциалы могут быть измерены одновременно с измерением pH, для чего достаточно одно измерение произвести при погружении электролитического соединения в отстой, а другое — в осадок. Положение стеклянного электрода при этом безразлично. Разница между результатами измерений этих двух разностей потенциалов даст величину фазового потенциала отстоя по отношению к осадку. Для контроля наличия седиментационного равновесия ионов следует произвести измерение потенциала каломельного электрода по отношению к стеклянному один раз при погружении последнего в осадок, а другой — в отстой. Положение электролитического соединения при этих двух измерениях должно быть неизменным. При наличии равновесия оба измерения дадут одинаковый результат.

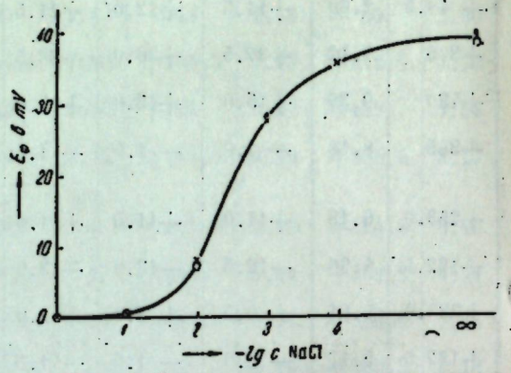
При длительном выдерживании отстоявшейся суспензии в некоторых случаях фазовый потенциал практически не менялся. Так, для кремневой кислоты величины фазовых потенциалов, измеренных через сутки и через 30 суток, отличались только на 1 mV, причем разность потенциалов стеклянных электродов компенсировалась потенциалом на границе осадка ($E_I = 0$). С другой стороны, в некоторых почвенных суспензиях (подзол, краснозем) при длительном стоянии наблюдалось нарушение этой компенсации: э. д. с. E_I достигала величины порядка 10 mV, и, соответ-

ственно, величины E_Φ, вычисленные из соотношений $E_\Phi = E_{II} - E_{III}$ и $E_\Phi = E_{IV} - E_V$, отличались от экспериментально найденных или вычисленных из других соотношений. Такие отступления, повидимому, объясняются протекающими в осадке процессами, не связанными с собственно седиментационным равновесием ионов. Во всяком случае это обстоятельство должно предостеречь от рассмотрения равновесий отстой || осадок, особенно природных, только с точки зрения условий термодинамического седиментационного равновесия.

Интересно проследить, как быстро происходит распределение ионов при оседании суспензии. На фиг. 3 представлены результаты, полученные для суспензии кремневой кислоты. Пологая кривая изображает процесс нарастания осадка, кривая с резким скачком — параллельное изменение фазового потенциала, который измерялся с помощью двух каломельных полуэлементов. Нижний из них находился на расстоянии 3 см о



Фиг. 3. Изменение фазового потенциала при оседании суспензии кремневой кислоты.



Фиг. 4. Влияние концентрации хлористого натрия на величину фазового потенциала в суспензии кремневой кислоты.

дна сосуда. Это расстояние отмечено на рисунке прямой линией. Резкое возрастание фазового потенциала точно совпадает с моментом, когда верхняя граница осадка достигает места электролитического контакта нижнего каломельного полуэлемента. Таким образом, распределение ионов осуществляется одновременно с оседанием суспензии.

Среди различных факторов, влияющих на величину фазового потенциала, большую роль играет концентрация присутствующих электролитов. На фиг. 4 показано влияние концентрации на величину фазового потенциала суспензий кремневой кислоты. В растворах с концентрацией NaCl выше 0.1 *n* фазовый потенциал приближается к 0. Таким образом с наличием фазовых потенциалов необходимо считаться, главным образом, в разбавленных растворах.

Полученные нами данные находятся в противоречии с теорией суспензионного эффекта, данном Вигнером. Согласно этой теории, основанной на допущении влияния на потенциал электрода адсорбированных ионов, следовало ожидать, что кислые объекты дадут «кислый» суспензионный эффект — более низкое значение pH для осадка по сравнению с отстоем, а щелочные объекты — обратное соотношение. В действительности же такой зависимости не наблюдается и, например, щелочной асканге́ль дает «кислый» эффект, а кислый краснозем — «щелочной» эффект.

Существование самого суспензионного эффекта, которое оспаривалось Анмак и Хаугардом, можно считать экспериментально доказанным и

теоретически обоснованным. Не исключается, конечно, что для некоторых объектов, с которыми, повидимому, имела дело и Анмак, величины фазовых потенциалов могут быть ничтожно малыми.

Измерения Хаугардом потенциалов двух стеклянных электродов — в отстое и в осадке по отношению к каломельному электроду — не обнаружили и не могли обнаружить наличия фазовых потенциалов, так как электродвижущая сила пары из каломельного и стеклянного электрода обычно не зависит от положения стеклянного электрода.

В настоящей работе осталось неизученным значение ряда факторов, определяющих распределение ионов между осадком и отстоем, в частности, роль концентрации твердой фазы, ее гидрофильности и электрокинетического потенциала. Можно ожидать, что в системах с резко выраженной гидрофильностью найденных закономерностей окажется недостаточно для описания всей сложности явления. Общее решение вопроса может быть найдено, если не ограничиваться изучением суспензионного эффекта, а исследовать системы, в которых оседания не происходит (тиксотропные системы, гели) и равновесный раствор может быть отделен центрифугированием или отпрессовыванием.

ВЫВОДЫ

1. В отстоявшихся суспензиях почв, глин и т. п. на границе раздела осадок — отстой возникает разность потенциалов, обусловленная наличием неравномерности в распределении электролитов между жидкостью в отстое и в осадке.

2. Это неравномерное распределение было изучено на примере водородных ионов, активности которых измерялись стеклянными электродами.

3. Между двумя стеклянными электродами — один в осадке, другой в отстое — электродвижущая сила отсутствует, так как различие потенциалов стеклянных электродов компенсируется фазовым потенциалом осадок — отстой.

4. Фазовый потенциал может быть измерен с помощью двух каломельных полуэлементов, электролитически соединенных с осадком и отстоем.

5. При измерениях pH в отстоявшихся суспензиях разность потенциалов пары электродов—стеклянный и каломельный зависит большей частью от положения электролитического соединения каломельного электрода (в осадке или в отстое), а не от положения стеклянного электрода.

6. Фазовые потенциалы возникают одновременно с образованием фазы осадка.

7. Величина фазового потенциала в сильной степени зависит от общей концентрации электролитов, уменьшаясь с возрастанием последней.

8. Для истолкования явления применена теория электрохимических потенциалов Гуггенгейма в той же форме, в которой она применяется к мембранному равновесию Доннана.

ЛИТЕРАТУРА

Вернадский В. И. История минералов земной коры. Том II. История природных вод. Л., 1933—1936,, стр. 357 и др.
2. Wiegner G. u. d Pallman H. Verh., II Kommis. Internat. Bodenkunde. Gesellsch. Budapest, Teil B., 1929, 92.
3. Unmack A. Dem Kongelige Veterenaer—Og Landbohøjskole, Aarskrift, 1933, 19-43.
4. Haugaard, G. Biochem. Zeitschr. 274, H. 3-4, 1934, 231.

5. Clark, N. A., Collins E. K. Soil Sci, XXIV, 6, 1927, 453.
6. Mattson, S. Soil Sci, 33, 4, 1932, 301.
Матсон С. Почвенные коллоиды. Сельхозгиз, Москва 1938.
7. Davis L. E. Soil Sci., 54, 3, 1942, 199.
8. Б. П. Никольский. Почвоведение, 9, 1939, 138—143, Журн. физ. хим. 5, 2—3 1934, 270—5.
9. Bjerrum N. Zeitschr. phys. Chem., 110, 1924, 656.
10. Gangul and Krishnamurti. Trans. Farad. Soc. 24, 1928, 401.
11. Rinde, H. Phil. Mag. 7, 1, 1916, 32.
12. П. С. Васильев, Т. В. Гатовская, А. И. Рабинович. Журн. физ. хим., 7, 5, 1936, 674.
13. Е. А. Гуггенгейм. Современная термодинамика, изложенная по методу У. Гиббса. Л.—М., 1941.

P. A. KRYUKOV

ABOUT PHASE POTENTIALS ARISING IN THE COURSE OF THE SEDIMENTATION OF SUSPENSIONS

1. A difference of potentials arises at the interface sediment-liquid in suspensions of soils, clays etc. after their sedimentation. This difference of potentials is determined by the unequality in the distribution of electrolytes between the supernatant liquid and the liquid in the sediment.

2. For the study of this unequal distribution the author shows as an example of such a condition—the distribution of H-ions, the activity of which may be determined by means of glass electrodes.

3. There is no electromotive power between two glass electrodes one of which is immersed in the supernatant liquid and the other in the sediment, because the difference of potentials of the glass electrodes is compensated by the phase potential sediment-supernatant.

4. The phase potential can be measured by means of two calomel semielements electrolytically connected with the sediment and the supernatant.

5. The difference of potentials of the pair: glass electrode-calomel electrode observed in measuring the pH of sedimented suspensions depends mainly on the place of the electrolytic connection of the calomel electrode (i. e. whether it is in the sediment or in the supernatant), and not on the place of the glass electrode.

6. Phase potentials arise simultaneously with the formation of the sediment.

7. The value of the phase potential depends to a high degree on the total concentration of electrolytes: it sinks when the latter rises.

8. Guggenheim's theory of electrochemical potentials has been applied by the authors for the explanation of this phenomenon in the same form as it is applied to the Donnan membrane equilibrium.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие 3

Академик Л. И. Прасолов. Горнолесные почвы Кавказа 5

Г. М. Пономарев и И. Н. Антипов-Каратаев. Почвы степных типов почвообразования, развитые на изверженных кристаллических породах (опыт количественной обработки аналитических материалов) 29

В. А. Ковда. Процессы современного соленакопления в почвах 60

П. И. Шаврыгин. Почвенные растворы Центральной Ферганы, их концентрации и солевой состав 83

А. А. Роде. Водный режим почв богарной зоны Узбекской ССР 94

Е. А. Афанасьева. Происхождение, состав и свойства мощных черноземов Стрелецкой степи 131

М. М. Абрамова. Сезонная изменчивость некоторых химических свойств лесной подзолистой почвы 228

П. А. Крюков. О фазовых потенциалах, возникающих при отстаивании суспензий 274

CONTENTS

	pp.
L. I. Prassolov. Mountain forest soils of Caucasus.	28
G. M. Ponomarev and I. N. Antipov-Karataev. On soils of the steppe types of soil-formation developed on eruptive crystalline rocks.	58
V. A. Kovda. Present day processes of salt accumulation in soils	82
P. I. Shavryghin. Soil solutions of Central Fergana region, their concentration and salt composition	93
A. A. Rode. Water conditions in soils of the bogar zone of the Uzbek SSR	130
E. A. Afanassieva. Genesis and properties of the chernozems of Streletzkaia steppe	225
M. M. Abramova. Seasonal changes of some chemical characteristics of forest podsolized soils	272
P. A. Kryukov. About phase potentials arising in the course of the sedimentation of suspensions.	286

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР

Редактор *С. Т. Попова*
Технический редактор *В. И. Дикова*

РИСО АН СССР № 2363. Издат. № 735. Тип. заказ № 1310. Подп. к печ. 12/VI 1947. г. А07125
Формат бум. 70×108¹/₁₆. Печ. л. 18. Уч.-издат. 28,5 Тираж 2000

2-я типография Издательства Академии Наук СССР, Москва, Шубинский пер., д. 10.