

А.В. Смагин, Н.Б. Садовникова,
М.В. Смагина, М.В. Глаголев,
Е.М. Шевченко, Д.Д. Хайдапова, А.К. Губер

Моделирование
динамики органического
вещества почв

Издательство
Московского университета
2001

УДК 631.4

ББК 40.3

М74

Моделирование динамики органического вещества почв /
А.В. Смагин, Н.Б. Садовникова, М.В. Смагина и др. – М.:
Изд-во МГУ, 2001. – 120с.

Авторы:

Смагин А.В., Садовникова Н.Б., Смагина М.В., Глаголев М.В.,
Шевченко Е.М., Хайдапова Д.Д., Губер А.К.

Излагаются основы современной теории динамических систем применительно к анализу динамики органического вещества почв. Рассматривается базовая кинетическая модель пространственно-временной организации биокосных динамических систем, а также устойчивость и потенциальные режимы функционирования таких систем в зависимости от вида связей между их компонентами и окружающей средой. На этой основе анализируются известные, а также новые оригинальные кинетические модели поведения органического вещества в биокосных системах разного уровня. Особое внимание уделяется нелинейным моделям, описывающим сложные режимы поведения биокосных систем за пределами равновесия (стационарного состояния), а также *распределенным моделям органо-профиля почв*. Наряду с *аналитическими решениями* линейных и стационарных моделей динамики органического вещества приводятся результаты численного моделирования сложных динамических систем с использованием компьютерной среды MATLAB и современных языков программирования. Для студентов старших курсов, стажеров, аспирантов по специальностям "почвоведение", "агрофизика", "экология", "геоэкология", а также специалистов в области математического моделирования экосистем.

Издание подготовлено при поддержке РФФИ. Грант 99-04-48509

«Биофизическая организация почв»

Издание осуществлено в авторской редакции

ISBN 5 · 211-04020-1

© Смагин А.В., Садовникова Н.Б.,
Смагина М.В., Глаголев М.В.,
Шевченко Е.М., Хайдапова Д.Д.,
Губер А.К., 2001

Моделирование динамики органического вещества почв

Введение

Одной из наиболее актуальных задач почвоведения является оценка *динамики органического вещества почв*. Значение этой проблемы становится особенно важным в настоящее время по двум причинам. Первая связана с определяющим влиянием органического вещества (ОВ) на генезис, функционирование и плодородие почв. Сущность почвообразовательного процесса, как считал академик В.Р.Вильямс, заключается в синтезе и распаде ОВ. Действительно, аккумуляция ОВ в почве коренным образом меняет ее физические и химические свойства, структурную организацию и приводит к появлению биогенного плодородия – основного качества, отличающего почву от грунтов и горных пород. Накопление ОВ в почвах можно считать наиболее мощным проявлением *биогенной организации* – целенаправленного воздействия организмов на косные компоненты окружающей среды с целью их упорядочения и оптимизации исходно неблагоприятных для роста, развития и воспроизводства организмов условий обитания. При этом следует помнить, что современное состояние и плодородие почвы как динамического биокосного образования, суть результат средообразующей деятельности многочисленных поколений организмов, населявших в прошлом данный участок Земли. Таким образом *живущее в настоящем обязано условиями жизни прошлым поколениям и готовит таковые для будущих*. Этот универсальный экологический закон, справедливый для всех природных биокосных единств от почвы до биосферы, должен лежать в основе взаимодействия человека с окружающей средой [Смагин и др., 99].

Особенно важно осознать его значение на современном этапе развития человечества. Ведь по существу, являясь наивысшей формой организации материи, человеческое общество за всю историю своего существования так и не научилось жить в гармонии с природой. Это относится не только к животному и растительному миру, но и биокос-

ным объектам окружающей среды. Создаваемое веками плодородие почвенного покрова планеты теряется катастрофическими темпами. Антропогенная деградация пахотных почв с отрицательным балансом гумуса привела к тому, что многие черноземы со времени их исследования В.В. Докучаевым потеряли от трети до половины исходного плодородия. Детальный мониторинг динамики гумусного состояния черноземов с учетом пространственного варьирования выявил статистически достоверное уменьшение содержания гумуса на 0,3-0,6% $C_{орг}$ за 20 лет [Сорокина, Когут, 92]. Сходная информация о потерях гумуса в 1-3% за 70-100 лет содержится в обзорах зарубежных ученых [Bridges, Batjes, 96]. По данным А.Г. Бондарева [96] до 97% пахотных угодий России имеют отрицательный баланс гумуса, то есть неизбежно деградируют в настоящее время.

Снижение концентрации OB в почвах приводит к существенно ухудшению структурного состояния, водоудерживающей и погложительной способности почв, выносу элементов минерального питания и как следствие – снижению почвенного плодородия [Гедройц, 55, Бондарев, 94,96, Бондарев, Кузнецова, 87, Кузнецова, 94, Онищенко, 96, Смагин, 93, Смагин и др., 92,94,99]. При этом бессмысленно уповать на якобы замедление и стабилизацию во времени потерь углерода из почвы. Гиперустойчивых гумусовых веществ в природе не существует. Любая стабилизация есть результат динамического равновесия между поступлением OB в почву и разложением. И если поступление мало по причине отчуждения сельскохозяйственной продукции, а разложение остается на прежнем уровне, и возможно, пролонгируется благодаря глобальному потеплению, запас OB в почвах будет снижаться до минимального уровня. И нелепо полагать, что почва, потерявшая половину своего углеродного запаса, останется прежней и будет давать урожай на том же уровне. А значит, взамен полученного от природы веками создаваемого богатства, главного национального достояния страны, мы оставляем потомкам бесплодные, истощенные земли, не способные удовлетворить все возрастающие потребности населения в производстве пищевой продукции.

Другой аспект рассматриваемой проблемы динамики OB почвы долгое время оставался в тени и его значение стало очевидным лишь в последние годы. Имеется в виду *газовая функция почв*, как глобального источника, стока и резервуара парниковых газов, ответственных за изменение климата планеты [Смагин 99, 2000]. В атмосфере наблюдается неуклонное нарастание содержания парниковых газов, вызванное главным образом антропогенной разбалансировкой природных механизмов регуляции состава и состояния атмосферы (Табл.1).

Таблица 1.

Динамика концентраций парниковых газов в атмосфере

Год	CO ₂ , ppm	CH ₄ , ppb	N ₂ O, ppb
1765	279.0	790.0	285.0
1900	295.0	974.1	292.0
1960	316.2	1272.0	296.6
1970	324.8	1420.9	298.8
1980	337.3	1569.0	309.7
1990	343.9	1717.0	320.2

С учетом общего действия всех парниковых газов, критический уровень диоксида углерода в атмосфере, выше которого возможны необратимые климатические изменения, разрушение ледникового покрова, наводнения, составляет 620 ppm \pm 10% [Углекислый газ в атмосфере, 87]. По самым неутешительным прогнозам этот уровень может быть достигнут в новом столетии, что чревато экологической катастрофой в масштабе всей планеты. Предотвратить кризис, разработать стратегию стабилизации климата планеты и управления им невозможно без детального исследования природных механизмов, осуществляющих регуляцию состава и состояния атмосферы, без выявления глобальных источников, стоков и резервуаров парниковых газов. Среди последних почвенному покрову планеты принадлежит весьма важное значение [Смагин 99, 2000]. Углеродный пул почвенного покрова оценивается в 1480 \pm 720 млрд.т (третье место после литосферы и мирового океана) при ежегодной эмиссии 55 \pm 14 млрд.т C-CO₂ (> 30% глобального источника), 175 \pm 60 млн.т CH₄ (>30%), 8-13 млн.т N₂O (70-80%), ежегодном поступлении в виде опада 49 \pm 0,5 млрд.т C (>30% глобального стока), поглощении 30 \pm 15 млн.т CH₄ (>6%), 0,1 – 1 млн.т N₂O (>7%), 450 млн.т CO (75%), 50-55 млн.т SO₂ (>80%). При этом поглощательная способность почвенного покрова по отношению к CH₄ и N₂O явно занижена, поскольку принимается во внимание лишь поглощение газов из атмосферы поверхностью почвы, а процессы, происходящие внутри нее не рассматриваются. В частности, в заболоченных и затопляемых почвах от 30 до 80% образующегося внутри метана не успевают дойти до поверхности и окисляются до CO₂ благодаря действию метанотрофного фильтра [Глаголев и др. 2000]. Нагрузка на почвенный покров со стороны человека – распашка земель, осушение болот, вырубка лесов приводят к доминированию минерализации ОВ над его поступлением и как следствие – выбросу в атмосферу значи-

тельных количеств аккумулированного углерода в виде CO_2 . Например, по данным А.А.Титляновой [2000] за 150-летний период эксплуатации почв Западной Сибири не компенсируемая продукционным процессом эмиссия CO_2 составила 1,56 млрд.т С. Всего по мнению [Houghton, 95] почвенный покров планеты потерял за последние 130 лет 40 млрд.т органического углерода. Используя табл.1, нетрудно подсчитать, что это составляет не менее 25% прироста указанного элемента в атмосфере в форме CO_2 за указанный период.

Следует также иметь в виду возможность самоусиления эмиссии парниковых газов из почв при глобальном потеплении благодаря которому пролонгируется период биологической активности и, соответственно, деструкция ОВ. Существуют данные, согласно которым интенсивности разрушения ОВ и эмиссии CO_2 почв умеренного климата за зимние месяцы могут достигать 30% от обще годовых величин [Смагин и др.,92, Кудяров, 2000].

Открытым остается вопрос о времени пребывания органического углерода в почвах [Смагин 94, 99, 2000]. Распространенное мнение о длительных (несколько тысяч лет) временах депонирования, [Орлов, Бирюкова, 98] на наш взгляд ошибочно. Оно основано на данных радиоуглеродного анализа, причем не всего органического вещества, а отдельных его фракций, как правило удаленных от зоны активной биогенной трансформации и круговорота ОВ. Таким образом полученные результаты соответствуют абсолютному возрасту почвы, а не характерному времени ее формирования (разрушения) и оборота ОВ. Последний осуществляется гораздо более высокими темпами. Так, по данным [Silver, 98] среднее время оборота 75 % ОВ почв тропических лесов не превышает 30 лет при общем запасе углерода в 14-27% глобального почвенного резервуара. В обзоре [Britges, Batjes. 96] среднее время оборота углерода в почвах оценивается в 20-22 года.

Радиоуглеродная датировка гумуса верхней 10 см толщи зонального ряда почв от краснозема влажных субтропиков до арктической тундровой дает характерные времена образования ОВ в 60-350 лет [Чичагова, 96]. В опытах по минерализации торфа различных болотных экосистем от тропиков до северных широт величина характерного времени разложения 95% ОВ (T_{95}) составила 50-250 лет, а время полураспада $5 < T_{50} < 50$ лет [Трибис 90, Murasayama, 96]. Подавляющее большинство растительных остатков, поступающих в почву, разлагается еще быстрее [Кобак 88, Гришина и др., 90, Трофимов и др.,98, Driven by Nature, 97]. Величина подстилочно-опадного коэффициента, оценивающая в первом приближении время оборота углерода детрита варьирует от 0,2 до 25 лет, а показатель T_{95} от 1,3 до 60 лет. Таким об-

разом, доминирующая часть ОВ верхних слоев почвы депонируется там на весьма небольшой срок. Мало того, консервация ОВ в почве имеет место лишь при условии устойчивого функционирования сложной нелинейной системы «биоценоз-почва» [Рыжова, 92, Смагин, 94,99]. При нерациональном землепользовании, нарушающем ее устойчивое функционирование, происходит катастрофически быстрая минерализация всего ОВ почвы, включая стабильные «древние» фракции. Обсуждаемые выше данные о динамике ОВ пахотных угодий, нарушенных лесных почв, мелиорируемых торфяников убедительно подтверждают это положение.

Резюмируя изложенное, можно заключить, что проблема количественной оценки динамики ОВ напрямую связана с важнейшими экологическими проблемами современности и далеко выходит за рамки науки о почвах. От точности и адекватности моделей, описывающих процессы трансформации и транслокации ОВ в биокосных системах во многом зависит прогноз продуктивности и устойчивости таких систем, расчет норм отчуждения с/х продукции и их компенсации органическими удобрениями, оценка и оптимизация газовой функции, определение темпов деградации свойств почвы и ее плодородия при потерях и восстановления при поступлении ОВ. Центральное место проблема моделирования динамики ОВ занимает среди задач *биогеофизики* – науки о физических свойствах и процессах организации биокосных систем Земли [Хильми, 64, Смагин, 96,99]. В рамках этой отрасли развивается представление о почве как о сложной, неравновесной, динамической, нелинейной системе в потоках веществ, энергии и информации. Модели таких систем, согласно данным синергетики, обладают рядом индивидуальных особенностей. Это в первую очередь множественность состояний с относительной устойчивостью, задающих направления и сценарии саморазвития таких систем в пространственно-временном континууме. Среди них следует выделять как стационарные (квазиравновесные) состояния, так и стабилизацию за границами последних (самоорганизацию) в виде предельных циклов, диссипативных структур, обеспечивающих периодическое (колебательное) поведение во времени и пространстве. В моделировании динамики ОВ почвы такой подход только начинает использоваться, хотя, по-видимому, только он в конечном итоге даст наиболее адекватное описание этого процесса и позволит научиться управлять плодородием, продуктивностью и устойчивостью биокосных единств. Широко распространенные линейные модели вполне хорошо описывают динамику ОВ в первом приближении. Однако, в них не учитываются реальные нелинейные структурные связи системы «биоценоз-почва», процессы

самоорганизации биокосных единств, механизмы их устойчивости. В результате эти модели оказываются неадекватными при прогнозе экологического риска – вероятности разрушения, сбоя функционирования биокосной системы при нагрузке на нее. Сложные периодические и хаотические режимы функционирования таких систем, катастрофически быстрые переходы из одного состояния в другое относят за счет динамики внешних факторов, хотя на самом деле причины подобного поведения зачастую кроются во внутренних (структурных) связях, объединяющих живые и косные компоненты систем. В данной работе мы попытались рассмотреть наряду с хорошо известными традиционными для почвоведения линейными моделями трансформации ОВ, немногочисленные, но перспективные – нелинейные, а также изложить в отдельной главе современные теории динамических систем применительно к анализу функционирования и пространственно-временной организации почв. Тем самым в работе преследуется цель расширения общепринятых представлений о динамике биокосных единств с учетом новейших достижений точных наук.

Глава 1

Потенциальные режимы функционирования динамических биокосных систем

Почва - биокосное тело, уникальное динамическое образование на поверхности Земли, наделенное специфическими свойствами и функциями. Вместе с тем почва является неотъемлемой частью другой, более сложной, целостной биокосной системы - биогеоценоза (БГЦ) и может рассматриваться как результат его *самоорганизации* в фиксированных литологических, геоморфологических и климатических условиях [Смагин, 89,96,99]. Изменение последних в свою очередь воздействует на динамику БГЦ и почвы, определяя их *внешнюю организацию*. Природная эндогенная и экзогенная организация в сочетании с антропогенным воздействием приводят к необычайному разнообразию экосистем и почв на планете, описанию которых посвящена многочисленная литература в области ландшафтоведения, генезиса и географии почв. Однако, при переходе от описательного (качественного) к количественному, вещественно - энергетическому уровню исследования подобных объектов оказывается, что несмотря на их разнообразие и индивидуальность, все они подчиняются некоторым универсальным закономерностям организации и поведения во времени и пространстве. Такие закономерности или *режимы функционирования* динамических систем являются предметом исследования специальных абстрактных дисциплин - неравновесной термодинамики, синергетики, системного анализа... В настоящее время в рамках этих наук накоплен обширный материал, позволяющий с качественно новых позиций рассматривать коренные проблемы пространственно-временной организации биокосных единств: динамики их состояний и устойчивости, соотношения внутренних и внешних факторов развития, постепенных и скачкообразных (катастрофических) изменений, направленности и цикличности, детерминированности и стохастичности динамических процессов, однородности и неоднородности, континуальности и дискретности структур и ряд других теоретических вопросов. Применительно к БГЦ такая задача успешно решается благодаря развитию математической экологии и биофизики [Смит, 76, Свирижев, Логофет, 78, Полуэктов и др.,80, Джефферс, 81, Марри, 83, Свирижев,87, Рубин, 87..].

В почвоведении аналогичные исследования встречаются спорадически [Кремер, 70, Кремер, Морозов, 88, Паников, 88, Горбенко, Паников, 89, Рыжова 92,95, Смагин, 89,94,99] и в большинстве случаев господствуют представления о почве как о линейной динамической системе [Эвальд, 72, Соколов, Таргульян, 76, Таргульян 86, Титлянова, 89, Трофимов, Седов, 97, Бугровский, 98]. Отсюда следуют не всегда корректные выводы об устойчивости почвы, ведущей роли экзогенных факторов в ее пространственно-временной организации, стремлении к функционированию в квазиравновесном (стационарном) состоянии.

Заметим, что статус биокосной, а не просто органоминеральной системы по сути означает ее удаление от равновесного состояния, тождественного гибели для живого. Нелинейность структурных связей, объединяющих взаимодействия организмов друг с другом и косными компонентами, определяет **множественность стационарных состояний** биокосной системы и возможность стабилизации за их пределами (**самоорганизацию**). Это в свою очередь гарантирует общую устойчивость системы в широком диапазоне варьирования внешних условий (нагрузок) и способствует ее относительной независимости от последних.

С методологической точки зрения можно говорить о несостоятельности столь популярного в физике и химии почв равновесного термодинамического подхода применительно к количественному описанию биокосных систем. Пригодный для анализа мертвых органоминеральных систем (субстратов) в лабораторных условиях, он перестает быть действенным для природных открытых биокосных систем в потоках веществ и энергии. Возможность его использования оправдана лишь в тех случаях, если «давление жизни» слишком мало по причине экстремальных условий (периодов) существования или незрелости биокосной системы, а также при анализе некоторых локальных процессов с короткими характерными временами, которые протекают на уровне отдельных компонентов системы. В остальном, активность живых организмов и отдельные абиотические процессы самоорганизации, происходящие в потоках вещества и энергии открытых биокосных систем, способствуют их пребыванию в состояниях далеких от равновесия. Поэтому высокая интенсивность биогенных процессов и потоков веществ и энергии, связывающих биокосную систему с внешней средой, будет определять необходимость использования **кинетического** (неравновесного) подхода при исследовании закономерностей ее пространственно-временной организации и функционирования. Этот подход составляет методическую основу данной работы, которая

в целом иллюстрирует современные представления о потенциальных формах поведения сложных динамических систем на примере почвы и БГЦ. Тем самым осуществляется попытка упорядочения и расширения общепринятых взглядов на динамику биокосных единств и их компонентов с использованием достижений точных наук о системах.

Остановимся на главных *методологических принципах исследования организации динамических систем*. После обособления (выделения границ) системы, выбора основных показателей состояния, характеризующих ее интенсивные свойства в фиксированных пространственно-временных координатах, а также в результате изучения внутренних и внешних связей, систему можно представить в виде *математической модели*. С этой целью в динамическом моделировании обычно используются наборы дифференциальных уравнений или их разностных аналогов, решениями которых при соответствующих начально-краевых условиях служат функциональные зависимости переменных состояния от времени и пространственных координат. Изменяя параметры в уравнениях, фиксирующих *внутренние связи* в системе, а также ее граничные условия (*внешнее воздействие*), в ходе численных экспериментов с моделью удается получить данные о роли того или иного фактора в функционировании системы и осуществить прогноз или реконструкцию ее поведения. В подавляющем большинстве работ по моделированию динамики свойств почвы используется именно такой подход с конечным результатом в виде конкретных зависимостей исследуемых свойств от переменных времени и пространства. Однако, при изучении общих закономерностей динамики состояний моделируемой системы - наиболее вероятных путей развития, устойчивости, отклика на изменение внутренних и внешних параметров нет необходимости получать бесчисленное множество решений, отражающих динамику системы в явном виде. Достаточно воспользоваться качественным анализом модели методами фазового пространства или кинетического потенциала [Рубин, 87, Рыжова, 92. Смагин, 94,99]. *В этом случае предметом исследования становится своего рода «игра связей» динамической системы или то как тот или иной тип структурных и внешних связей системы влияет на ее пространственно-временную организацию и функционирование.*

Если состояние системы в фиксированных координатах времени и пространства описывается значениями некоторого числа (n) переменных состояния (A, B, C), то его можно представить в виде изображающей точки M с координатами (A, B, C) в n -мерном *фазовом пространстве*. Последовательная смена состояний в процессе динамики системы отражается в фазовом пространстве в виде фазовых траекто-

рий - линий, соединяющих изображающие точки . По расположению фазовых траекторий можно судить об устойчивости состояний системы, режимах ее функционирования, не прибегая к нахождению в явном виде показателей состояния от пространственно-временных координат.

В фазовом пространстве динамической системы выделяются *особые точки или конечные области (аттракторы)*, вокруг которых группируются фазовые траектории. Эти образования задают общий сценарий развития системы в пространственно-временном континууме. Если особая точка (аттрактор) является устойчивыми, к ним стремятся все фазовые траектории окружающего пространства. Это означает, что независимо от начальных условий, с течением времени, система обязательно переходит в *равновесное (стационарное) состояние, соответствующее особой точке фазового пространства или определенный динамический режим, соответствующий аттрактору*. Равновесие (стационарное состояние) характеризуется особым типом распределения вещества и энергии, к которому закономерно стремятся исходные пространственные распределения интенсивных характеристик системы при ее релаксационной динамике. Такое *стационарное распределение* может быть как *однородным*, так и *неоднородным* и содержать экстремумы (максимумы и минимумы) интенсивных показателей вдоль пространственной координаты.

При *потере устойчивости* особые точки (аттракторы) лишаются своей «притягательной» силы и фазовые траектории динамической системы устремляются от них в бесконечность. Для *линейных систем* в которых скорости локальных трансформаций (V) и потоки (q), приводящие к изменению показателей интенсивных свойств (I), прямо пропорциональны им самим или их градиентам ($V = \Delta I / \Delta t = kI$, $q = K \Delta I / \Delta z$, $k, K - \text{const}$) это тождественно гибели (разрушению). Однако, поскольку в реальных *нелинейных системах* как правило имеется несколько особых точек (аттракторов), траектории, покинувшие неустойчивую область фазового пространства, неминуемо будут «захвачены» ближайшими устойчивыми образованиями. Потеря устойчивости, равно как и переходы (*бифуркации*) системы из одного состояния (режима) в другое могут происходить скачкообразно при плавном, постепенном изменении параметров системы и ее окружения. При этом воздействие на систему и ее реакция часто бывают не пропорциональными и малые воздействия могут иметь катастрофические последствия. В пространстве однородные распределения после потери стационарным состоянием устойчивости и стабилизации системы за его пределами могут стать неоднородными (*диссипативные структуры*).

Для наглядности можно сравнить динамику сложной системы с поведением шарика на пересеченной местности, где депрессии (устойчивые образования) сменяются возвышенностями, причем не только в пространстве, но и во времени. Попав в депрессию, шарик не обязательно лежит на дне (устойчивое стационарное состояние), а может вращаться внутри нее по различным траекториям (динамические режимы), не покидая границ депрессии (аттрактора). Превращение депрессии в возвышенность (потеря устойчивости) приводит к тому, что достаточно лишь небольшого отклонения (флюктуации) и шарик скатится в ближайшую ямку (новое устойчивое состояние). Если таких состояний два и они находятся по обе стороны от неустойчивой точки, шарик под воздействием малых отклонений будет кочевать из одной ямки в другую (триггерная система). ***В целом, динамика сложной системы есть вечное движение, в котором периоды стабилизации, соответствующие устойчивым образованиям, сменяются переходными периодами.*** Автору близка еще одна аналогия - с вечной мелодией, блуждающей от неустойчивых звуков к тональным, и нет ли здесь возможности привлечения средств «мультимедия» для поиска универсальных гармоний, объединяющих законы развития природы?

Сходные качественные представления применительно к динамике БГЦ и почвы были заложены в классических работах В.Н.Сукачева [1964] и А.А.Роде [1947], задолго до появления ***синергетики***, когда даже в точных науках преобладали линейные модели динамических систем с детерминированным итогом развития в виде устойчивого стационарного состояния. В биогеоценологии и почвоведении «линейное» мировоззрение нашло отражение в концепции климакса и теории стационарного состояния (steady state). Против такого упрощенного понимания динамики биокосных систем неоднократно выступали вышеупомянутые ученые, указывая на множественность и относительную стабильность равновесных (климаксовых) образований, которая может нарушаться благодаря внешним воздействиям и внутренним причинам развития БГЦ. К сожалению, отход от «линейных» взглядов на динамику биокосных единств происходит медленными темпами, особенно в почвоведении, что и определило появление данного исследования, являющегося логическим продолжением работ [Смагин, 94,99].

Обратимся к схеме, на которой в общем виде представлена одномерная модель распределенной динамической системы :

Модель I :

Типы систем:

$$A \frac{\partial I_i}{\partial t} = D_i \frac{d^2 I_i}{dz^2} \pm q_i \frac{dI_i}{dz} \pm V_{i(z,t)}$$

а) с обратной связью б) - без

$$\begin{array}{c} \downarrow \text{ или } \downarrow \\ \frac{d}{dz} \left[D_i \frac{dI_i}{dz} \right] \quad \frac{d}{dz} [q_i I_i] \end{array}$$

$$\begin{array}{cc} \uparrow \downarrow g_i & \uparrow \downarrow g_i \\ \downarrow \frac{I_i}{I_{i+1}} \uparrow V_i & \downarrow \frac{I_i}{I_{i+1}} \downarrow V_i \\ \downarrow \uparrow f_i & \downarrow \uparrow f_i \end{array}$$

Крайевые условия:

1 рода $\alpha = 0$

2 рода $\beta = 0$

$$\alpha \frac{dI_i}{dz} + \beta I_i \Big|_{z=L} = \begin{array}{l} g_i(t) \\ f_i(t) \end{array} ; \quad I_i \Big|_{t=0} = \varphi_i(z)$$

3 рода $\alpha, \beta \neq 0$

Модель состоит из набора дифференциальных уравнений, которые по необходимости могут быть заменены разностными аналогами. Здесь I - **интенсивное свойство системы** (концентрация, влажность, температура, давление, плотность популяции...), A - доля эффективного пространства системы, q - конвективный поток субстанции, D - феноменологический показатель (энерго)массопереноса (эффективный коэффициент диффузии, дисперсии, миграции организмов, температуропроводность, диффузивность ...). V - функция локальных взаимодействий в системе или так называемая функция «источник-сток», отражающая кинетику процессов в нераспределенной (нульмерной) системе, например, - скорости (био)химических реакций, локальная кинетика физических и биофизических процессов адсорбции-десорбции, конденсации-испарения, растворения-осаждения, поглощения-выделения и других межфазных и фазовых взаимодействий, интенсивности роста и отмирания организмов, трансформации почвенного органического вещества и тд. Если различные структурные уровни системы ($i = 1, 2, 3, \dots, n$) объединяются посредством **прямых и обратных связей**, в системе создаются предпосылки **самоорганизации** и ее условно называют замкнутой или целостной (**тип (а)**). Объекты, не обладающие целостностью (обратные связи отсутствуют), относятся к **типу (б)**. Отметим, что функции V , наряду с показателями переноса,

могут быть *нелинейными*, что служит условием появления множественных стационарных состояний (аттракторов) и разнообразных режимов функционирования системы. Граничные условия, определяющие *внешнюю организацию* динамической системы, задаются функциями g , f , которые могут определенным образом зависеть от времени, быть постоянными или равняться нулю. В последнем случае (непроницаемость границ) система будет изолированной или автономной, что, естественно, нереально для биокосных тел, поскольку возможность их существования определяется обменом энергией и веществом с окружающей средой. Однако, для выявления внутренних механизмов организации таких систем иногда допустимо представлять их в качестве автономных по отношению к определенному типу вещества, тем более, что при эволюции биосферы, а следовательно, и ее элементарных единиц - биогеоценозов, реализовывалось стремление этих единств к автономии, что повышало их устойчивость в мобильных внешних условиях. Помимо пограничных функций g , f , влияние *внешнего окружения* (других систем, флюидов, физических полей...) отражают соответствующие зависимости показателей состояния системы от условий ее существования (например, - зависимость кинетики трансформации и транслокации веществ от температуры, интенсивности вертикального переноса от гравитации и тд.). В целом базовая кинетическая модель I представляет всеобщий *закон сохранения вещества и энергии в виде баланса скоростей (энерго)массопереноса ($Dd^2V/dz^2 + qdl/dz$) и локальных трансформаций (V), а также интенсивностей изменения данного показателя динамической системы ($\partial V/\partial t$)*. Нетрудно убедиться, что форма I объединяет хорошо известные в почвоведении и математической экологии уравнения диффузии, теплопроводности, влагопереноса, конвективной диффузии, модели роста и взаимодействия организмов (популяций), системы «хищник-жертва», «ресурс-потребитель», «реакция-диффузия» ... Такая универсальность позволяет продемонстрировать общие закономерности организации биокосных динамических систем на конкретных примерах из разнообразных областей перечисленных выше наук [Смагин, 99]. Поскольку все кинетические модели динамики органического вещества почв, являющиеся предметом данной монографии, также берут начало от базовой модели I, рассмотрим подробнее потенциальные формы пространственно-временной динамики, заложенные в системе I.

Начнем анализ с наиболее простых - *нераспределенных систем* ($D_i=q_i=0$), в которых не принимается во внимание вертикальная дифференциация и используются осредненные интенсивные показате-

ли - запасы вещества (энергии) в данном структурном блоке. Базовая модель I приобретает следующий вид:

$$\text{II.} \quad \frac{dI_i}{dt} = V_i(I_1, I_2, \dots, I_i) + F_i, \quad \text{где } F_i - \text{ функции внешних свя-}$$

зей системы ($F_i = g_i + f_i$)

Исследование потенциальных режимов функционирования системы II начнем с поведения в *окрестности стационарных состояний* (равновесий) при неизменных внешних условиях ($F_i = \text{const}$) или при полной изоляции ($F_i = 0$). Особые точки, соответствующие стационарным состояниям, получим из общего условия стационарности ($dI_1/dt = dI_2/dt = \dots = dI_i/dt = 0$). Далее линеаризуем систему с помощью подстановки ($I_i = \bar{I}_i + \xi_i$) и проследим за судьбой небольших отклонений ξ_i показателей I_i от их стационарных значений \bar{I}_i . Очевидно, что стационарное состояние (равновесие) будет устойчивым, если эти отклонения со временем затухают ($d\xi_i/dt < 0$); в противном случае ($d\xi_i/dt > 0$) отклонения нарастают и система удаляется от положения равновесия, демонстрируя неустойчивость. Линеаризованный вариант II описывает в первом приближении динамику отклонений ξ_i :

$$\text{1.1} \quad \frac{d\xi_i}{dt} = \lambda_n \xi_i, \quad \text{где } \lambda_n - \text{ корни характеристического уравнения}$$

системы II:

$$\text{1.2} \quad P_n(\lambda) = \begin{vmatrix} a_{11} - \lambda & a_{12} & a_{13} & \dots & a_{1n} \\ a_{21} & a_{22} - \lambda & a_{23} & \dots & a_{2n} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} - \lambda & \dots & a_{3n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ a_{n1} & a_{n2} & a_{n3} & \dots & a_{nn} - \lambda \end{vmatrix} = 0$$

$n = 1, 2, 3, \dots, i$

$$a_{11} = \left(\frac{\partial V_1}{\partial I_1} \right)_{I_i}; \quad a_{12} = \left(\frac{\partial V_2}{\partial I_2} \right)_{I_i}; \quad \dots; \quad a_{nn} = \left(\frac{\partial V_i}{\partial I_i} \right)_{I_i}$$

Поскольку 1.2 может иметь как действительные, так и комплексно-сопряженные корни λ_n , структура решения 1.1 будет выглядеть как совокупность экспонент $\xi_i = \sum_{i,n} \exp(\lambda_n t)$ или как комбинация

экспонент с гармоническими функциями:

$$\left(\xi_i = \sum_{i,n} \left[\exp(\lambda_n^{\text{Re}} t) \left(C_i \cos(\lambda_n^{\text{Im}} t) + C_n \sin(\lambda_n^{\text{Im}} t) \right) \right] \right), \text{ где } C_{i,n} - \text{ кон-}$$

станты интегрирования, задаваемые начально-краевыми условиями, $\lambda_n^{\text{Re}}; \lambda_n^{\text{Im}}$ - соответственно, действительная и мнимая части корней λ_n . Формально этот результат означает, что система II в окрестности стационарных состояний может демонстрировать во *времени не только монотонное, но и колебательное поведение в отсутствие внешних периодических воздействий* ($F_i = \text{const}$ или 0). Если действительная часть корней 1.2 отрицательна ($\lambda_n^{\text{Re}} < 0$), отклонения $\xi_{(i)}$ затухают, а система *релаксирует к стационарному состоянию* (\bar{I}_i), которое будет асимптотически *устойчивым*. В противном случае ($\lambda_n^{\text{Re}} > 0$), отклонения нарастают, и система удаляется от динамического равновесия, демонстрируя *неустойчивость*. В дальнейшем возникают две принципиальные возможности - либо *разрушение системы*, если показатели I_i достигают своего критического уровня, либо ее *стабилизация за пределами стационарного состояния (самоорганизация)* при наличии соответствующих нелинейных механизмов обратной связи.

На диаграмме 1 приведены основные *типы стационарных состояний и аттракторов* двумерного фазового пространства ($n=2$), *переходы между ними (бифуркации)*, а также соответствующие им *потенциальные режимы поведения динамической системы вблизи равновесия и за его пределами*.

Двумерный вариант системы II имеет при этом следующий вид:

$$1.3 \quad \frac{dB}{dt} = V_1(B, X) + F_1 \quad ; \quad \frac{dX}{dt} = V_2(B, X) + F_2 \quad ; \quad F_{1,2} = \text{const. или } 0$$

В зависимости от вида корней характеристического уравнения 1.2, которое для системы 1.3 выглядит как:

$$1.4 \quad \lambda_{1,2} = -0,5 \left[\sigma \pm \sqrt{\sigma^2 - 4\Delta} \right]; \quad \sigma = -(a_{11} + a_{22}); \quad \Delta = a_{11}a_{22} - a_{12}a_{21};$$

$$a_{11} = \left(\frac{\partial V_1}{\partial B} \right); \quad a_{12} = \left(\frac{\partial V_1}{\partial X} \right); \quad a_{21} = \left(\frac{\partial V_2}{\partial B} \right); \quad a_{22} = \left(\frac{\partial V_2}{\partial X} \right) \text{ при } \bar{B}, \bar{X}$$

выделяются шесть типов стационарных состояний и соответствующих режимов поведения системы в их окрестности (рис. 1) :

Если $\lambda_{1,2}$ действительные ($(\sigma^2 - 4\Delta) > 0$)

1. **Устойчивый узел** ($\lambda_{1,2} < 0$). Поведение во времени - монотонное движение к стационарному состоянию. Отклонения от равновесия экспоненциально затухают и система неизменно возвращается в стационарное состояние \bar{V}, \bar{X} .

2. **Неустойчивый узел** ($\lambda_{1,2} > 0$). Экспоненциальное нарастание отклонений, монотонное удаление системы от стационарного состояния.

3. **Седло** (неустойчивая точка), $\lambda_{1,2}$ - разных знаков. На начальных этапах динамики - приближение, а в дальнейшем - удаление от стационарного состояния. Отклонения от равновесия со временем нарастают.

Если $\lambda_{1,2}$ - комплексно-сопряженные ($(\sigma^2 - 4\Delta) < 0$)

4. **Устойчивый фокус** ($\sigma > 0$). Колебательное приближение к стационарному состоянию. Отклонения релаксируют по типу затухающих колебаний.

5. **Неустойчивый фокус** ($\sigma < 0$). Колебательное удаление от стационарного состояния. Развитие отклонений по типу нарастающих колебаний.

6. **Центр** (нейтрально устойчивая точка), ($\sigma=0, \Delta>0$). Незатухающие колебания вокруг положения равновесия. Амплитуда колебаний зависит от внешних воздействий и для ее изменения достаточно небольшого возмущения. Такое «негрубое» поведение модели с особой точкой типа «центр» делает ее нереалистичной и в дальнейшем при описании биокосных систем этот вариант рассматриваться не будет, хотя именно с него начинались попытки объяснения внутренних причин ритмической динамики биоценоза (модель Лотки-Вольтерра [Свирижев, Логофет, 78]).

Таким образом в окрестности равновесия в реальных динамических системах при **постоянных** внешних условиях возможны **периодические режимы** с затухающей или нарастающей амплитудой колебаний. В последнем случае система удаляется от положения равновесия по пути так называемой «динамической» **неустойчивости** (бифуркации Андронова -Хопфа) и при наличии механизмов нелинейной обратной связи в ней возникает новый периодический режим - **автоколебания**, как результат самоорганизации системы за пределами стационарного состояния. Амплитуда автоколебаний определяется размером соответствующей области фазового пространства (аттрактора), к которой стремятся все фазовые траектории и которая носит название

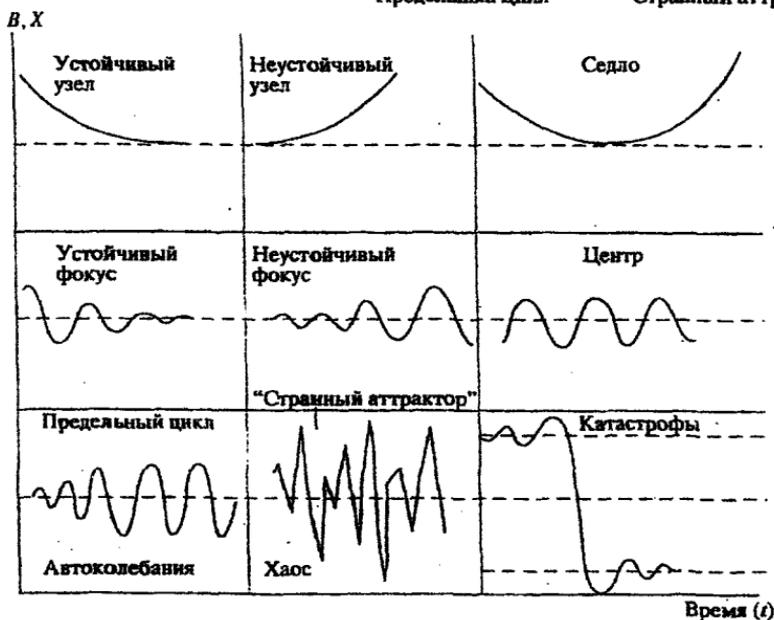
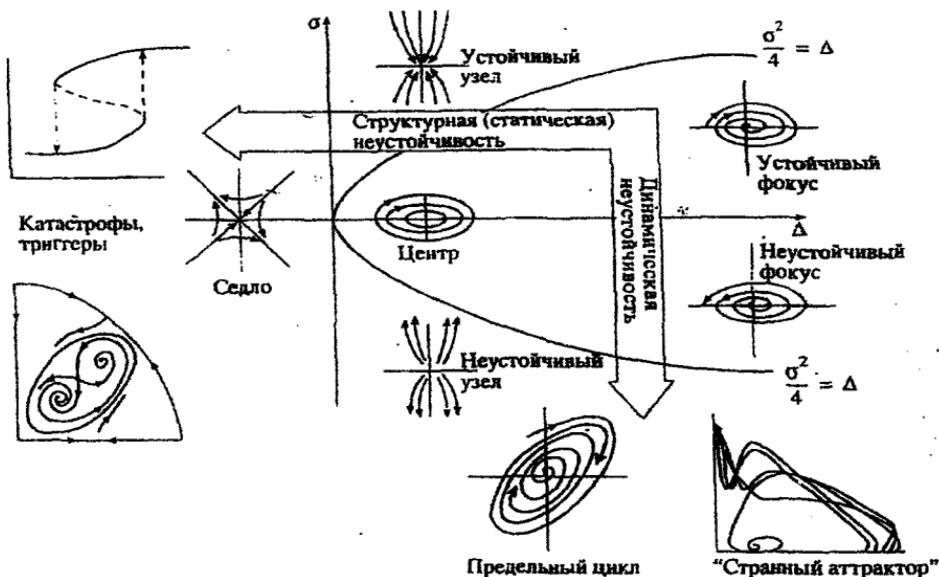


Рис. 1. Типы поведения динамической системы вблизи равновесия и за его пределами [Смагин, 99]

«предельного цикла». Дальнейшие изменения параметров, ответственных за кинетику системы могут приводить к потере устойчивости данного предельного цикла и появлению нового предельного цикла с двойным периодом. При этом колебания свойств системы будут происходить с чередующейся большой и малой амплитудой.

Продолжение сценария потенциального развития системы за пределами равновесия по линии **динамической неустойчивости** (Рис.1) часто приводит к смене предельных циклов с последовательным удвоением периодов колебаний и возникновению особого режима - **хаоса**, характеризующегося внешне беспорядочным, стохастичным поведением интенсивных свойств системы во времени с чрезвычайно изменчивой амплитудой колебаний. На самом деле это вполне закономерный, поддающийся моделированию процесс, являющийся детерминированным итогом самоорганизации системы за пределами равновесия в окрестности так называемого **«странного аттрактора»**. Причем внешние условия системы, повторяем, остаются неизменными и к периодической динамике системы никакого отношения не имеют. Акцентируем на этом внимание, поскольку в широко известной почвоведом работе на аналогичную тему выделяются лишь три режима функционирования биокосных систем - стационарный, переходный к стационарному и периодический, являющийся по мнению автора продуктом внешних периодических воздействий [Титлянова, 89]. Реальная динамика биокосных систем куда богаче и не вписывается в рамки указанных «линейных» представлений. Как видно из приведенной выше схемы сложные системы характеризуются множеством стационарных состояний со своими специфическими формами поведения в их окрестности, потенциальной потерей устойчивости (отхода от равновесия) и самоорганизацией за его пределами в виде новых в том числе периодических режимов. К этому добавим способность некоторых систем к резким переходам (скачкам) из одного устойчивого стационарного состояния в другое по направлению структурной неустойчивости (Рис.1). Такие режимы носят название «катастроф» и их исследованию в биологических и биокосных системах посвящено немало публикаций [Свирижев, 87, Томпсон, 85, Рубин, 87,94, Карпачевский, 96]. На указанные закономерности накладываются **процессы внешней организации** и все вместе приводит к чрезвычайно сложным формам динамики открытых биокосных систем. В качестве примеров можно привести колебательный характер развития почвенных микроорганизмов [Вопросы численности..72], суточные ритмы роста растений [Шевелуха, 92], хаотическую динамику урожайности (продуктивности) природных экосистем и агроценозов, изменчивость содержа-

ния ОВ почвы ... Эти и многие другие факты не удастся объяснить только периодичностью внешних воздействий . Большую значимость здесь приобретают *эндогенные механизмы пульсаций*, определяемые характером структурных связей системы и возможностью самоорганизации за пределами равновесия (стационарного состояния).

В заключительной части главы обратимся к проблеме *пространственной организации* биокосных единств как распределенных динамических систем. Как и во времени здесь существуют неоднородные дискретные структуры при непрерывно меняющихся параметрах распределения. Это и вертикальные структуры почвенного профиля, биогеогоризонты, слоистость, пятнистость и другие морфологические особенности, а также неоднородность почвенного и БГЦ - покровов. Проблемы, которые всегда стояли в центре внимания генетического почвоведения и биогеоценологии. Оказывается, что далеко не обязательно подобные структуры и неоднородность унаследованы от материнской породы, благодаря, например, текстурной дифференцированности последней. Чаще всего - это результат внутренней и внешней (по граничным условиям) организации открытой динамической биокосной системы в потоках вещества и энергии. Мы предлагаем обозначать такие результаты термином *«структура в потоке»*, подразумевая, что известные в синергетике «диссипативные структуры» как следствие самоорганизации за пределами равновесия входят в эту общность на правах класса наряду с *равновесными (стационарными) и фиксированными*. [Смагин, 99]. Последние, по-видимому, широко распространены в природе и их образование сводится к разметке по типу диссипативной структуры и последующей фиксации, благодаря резкой смене окружающих условий. Поэтому, в отличие от диссипативных структур, которые должны исчезать, как только прекращается поток энергии и вещества в систему, неравновесные фиксированные структуры остаются стабильными достаточно длительное время, определяя морфологические особенности биокосной системы в виде неоднородных пространственных распределений.

В рамках предложенного подхода, почва трактуется не только как пористое трехфазное тело, обладающее качеством проницаемости, и определяющее тем самым характеристики потоков, но и, наоборот, как образование, возникающее и меняющее свои свойства по мере прохождения через него вещественно-энергетической субстанции.

Для выявления общих закономерностей *пространственной организации* биокосных динамических систем вновь обратимся к базовой модели I. Рассмотрение начнем со *стационарных структур* (рас-

пределений), которые получаются при равенстве нулю левых частей модели. Для простоты ограничимся случаем с одной переменной состояния I_1 . Тогда стационарная модель представляет собой обыкновенное дифференциальное уравнение второго порядка, имеющее во многих случаях аналитическое решение в виде простых или специальных функций. В частности, после линеаризации уравнения в окрестности стационарного состояния, его можно представить в виде системы двух дифференциальных уравнений первого порядка и анализировать описанным выше методом фазовой плоскости. Это означает, что полученные ранее результаты по поведению динамических систем во времени можно экстраполировать и на пространство. То есть формально для линейных и линеаризованных в окрестности стационаров систем будут характерны те же основные типы поведения: монотонное убывание или (и) возрастание интенсивного свойства с глубиной, описываемое комбинацией экспонент, или затухающие (нарастающие) колебания интенсивных показателей по профилю, описываемые комбинацией экспонент с гармоническими функциями. Эти типы поведения в пространстве будут задавать вертикальные *стационарные распределения* веществ и энергии в биокосных системах. Причем, даже линейные системы способны, как видно, давать немонотонные распределения. Такие стационарные профили исследовались в статье [Морозов, 89], посвященной математическим моделям педогенеза, в частности, подзолообразования. В настоящей работе вслед за [Смагин, 99] предлагается ряд моделей динамики органопрофиля почвы, имеющих в стационарном виде аналитические решения. Это позволяет осуществить настройку параметров модели по стационарным гумусовым профилям, а далее произвести реконструкцию их формирования или прогноз деградации при отрицательном гумусовом балансе (см. главу 4).

Большой интерес в проблеме распределения проявлен не к *стационарным (установившимся)*, а к *переходным* процессам, которые описываются полной формой I или уравнениями в частных производных. Такие уравнения, за исключением простейших задач диффузии и теплопроводности, как правило не имеют точных аналитических решений и их исследуют либо приближенными, либо численными методами. В одной из наших работ [Смагин и др, 92], было показано, что в исходно однородной среде (песчаной породе под сосновыми БГЦ) могут формироваться нестационарные вертикальные структуры с немонотонным (бимодальным) распределением вещества, соответствующие эволюции гумусового профиля. При этом использовалась простая линейная модель с диффузионной аппроксимацией распределения ОВ и его экспоненциальным разложением, замедляющимся с глубиной по

слоям (генетическим горизонтам), а также краевыми условиями второго рода в виде потоков на верхней (опад) и нижней (вынос ОВ) границах профиля (см. главу 4).

Роль граничных условий (внешней организации) хорошо иллюстрируется классической моделью Фурье, которая как известно, описывает распределение тепла в почве. При неоднородных граничных условиях, аппроксимируемых гармоническими функциями ряда Фурье, в исходно однородной среде возникают нестационарные вертикальные распределения температуры по типу затухающих колебаний с запаздыванием по фазе. Сходные качественные результаты внешней организации под воздействием периодического фактора получены и при анализе временной динамики биокосных систем, в частности изменений запасов органического вещества почвы под воздействием периодического поступления опада [Смагин, 99] (см. главу 2).

До сих пор рассматривались качества линейных распределенных моделей, действующих в области близкой к равновесию. Обратимся к анализу *нелинейных эффектов*, которые как и во времени, существенно увеличивают разнообразие поведения динамической системы и часто являются причиной ее самоорганизации в неравновесном состоянии с пространственно-неоднородным распределением вещества (энергии). Эти эффекты, очевидно, могут возникать в двух случаях - если нелинейными являются *локальные функции трансформации* вещества и энергии внутри биокосной системы (V) или если *показатели энергопереноса (проводимости)* (D...) зависят нелинейным образом от исследуемого интенсивного свойства системы. Последнее, например, типично для случая движения влаги в ненасыщенной пористой среде, и конвективного транспорта растворенных соединений, включая органические и органоминеральные коллоиды.

Одним из следствий нелинейности локальных функций «источник-сток» или функций проницаемости в модели I является возможность возникновения автомодельных решений или так *называемых бегущих волн* в качестве режимов поведения таких систем во времени и пространстве. В математической экологии волны рассматриваются в рамках классической модели Колмогорова, Пиотровского, Пискунова, описывающей распределение популяции по одномерному ареалу или распределение системы «ресурс-потребитель» [Марри, 83, Свирижев, 87]. Простейший вариант модели объединяет логистический рост организмов (см. главу 3) с диффузионной аппроксимацией их пространственного распределения:

$$1.5 \quad \frac{dB}{dt} = rB \left(1 - \frac{B}{K} \right) + D \frac{d^2B}{dz^2}, \quad (D) - \text{эффективный коэффициент}$$

диффузии (дисперсии), r – мальтузианский параметр роста.

Модель предполагает наличие двух стационарных состояний – неустойчивого с нулевой плотностью популяции и устойчивого с плотностью, равной емкости среды (K). Волна, возникающая в такой системе при ее распределении в пространстве представляет собою переходный процесс заполнения данного элемента пространства организмами до потенциальной емкости K . При этом движущаяся субстанция, в данном случае – живые организмы, организуется в виде четкого **фронта распределения**, перемещающегося вдоль координаты с постоянной скоростью (v). Последняя может быть легко оценена, если известен параметр диффузии (дисперсии) и функция локальной трансформации (V), по уравнению: $v = 2\sqrt{V'(0)D}$. Так, в модели 1.5

$v = 2\sqrt{rD}$. Типичные величины D для водных сред имеют порядок $1 \text{ см}^2/\text{час}$, что соответствует максимальной скорости диффузионного движения $v = 1,4 \text{ см/сут}$ [Денисов, 78]. Мальтузианский параметр r для большинства микроорганизмов лежит в пределах $1 \leq r \leq 24 \text{ сут}^{-1}$ [Перт, 78, Горбенко, Паников, 89]. Тогда для процесса распространения локальной вспышки микроорганизмов в однородно увлажненном субстрате (почвенной толще) имеем $2 \leq v \leq 10 \text{ см/сут}$. При наличии конвективного переноса микроорганизмов (q), согласно [Свирижев, 87], получаем: $v = q \pm 2\sqrt{V'(0)D}$, что как правило означает дополнительное

увеличение интенсивности процесса. В целом видно, что скорость движения волны может значительно превышать интенсивность чисто диффузионного переноса, поэтому подобные механизмы часто встречаются в биологических и биокосных системах, где необходимы оперативные процессы переноса веществ, энергии и информации из одних точек пространства в другие.

Однако, и в неживой природе распространены волновые механизмы переноса. Например, стягивание во фронт веществ с нелинейной кинетикой сорбции на хроматографических колонках [Рогинский и др., 72], волновые режимы движения жидкости в почве, возникающие в процессе инфильтрации благодаря нелинейности ненасыщенной гидравлической проводимости как функции от влагосодержания. Впервые такая информация в физике почв появилась в 70^х годах, когда оказалось, что диффузионная модель движения почвенной влаги при неко-

горых граничных условиях инвариантна относительно групп преобразований по типу автомодельной переменной ($\xi = vt + z$) [Смагин, 99].

Особый интерес при количественном описании распределенных биокосных систем представляют так называемые *диссипативные структуры*, возникающие за пределами равновесия системы, как результат неустойчивости ее однородного стационарного состояния. Такие структуры поддерживаются непрерывной деятельностью живых организмов или потоками вещественно-энергетической субстанции извне. В качестве примера рассмотрим два вида подобных структур, возникающих при *гидродинамической и диффузионной неустойчивостях*.

Как показывают современные зарубежные работы [Geoderma, 96], в однородных почвах, лишенных макропор или трещин, могут формироваться преимущественные пути влагопереноса в виде закономерно чередующихся пальчатых структур (fingers). Эти структуры являются результатом развития гидродинамической неустойчивости фронта движения влаги в почве. Условия такой неустойчивости исследовались рядом зарубежных гидрофизиков [Saffman, Taylor, 58, Rats, 73, Philip, 75..], в результате чего были выдвинуты различные количественные критерии возникновения пальчатых структур в однородной пористой среде, оценены их характерные размеры и скорость распространения. Нам удалось обобщить и дополнить известные критерии устойчивости на основе простого линейного анализа, примененного к процессу вытеснения из однородной пористой среды исходного флюида (2) впитывающимся с поверхности (1) [Смагин, 98,99]. Поток флюида для случая однородной пористой среды со фронтом впитывания, достигшим глубины L , имеет вид:

$$1.6 \quad q = \frac{K}{L} (h_L - h_0) + K, \quad \text{где } q \text{ - скорость потока (м/с), } K \text{ -}$$

влагопроводность (м/с), h - напор (м); индексы L и 0 относятся к глубине и поверхности почвы.

Если небольшие случайные флуктуации фронта впитывания гасятся с глубиной ($\partial q / \partial L < 0$), фронт устойчив и наблюдается сплошное промачивание. В противном случае ($\partial q / \partial L > 0$), флуктуации развиваются в пальчатые гидроструктуры по которым в дальнейшем осуществляется преимущественное движение влаги и растворенных веществ. Подставляя уравнение потока (1.6) в условие неустойчивости и выражая напор на поверхности и в глубине почвы через соответствующие давления флюида, получаем [Смагин, 98,99]:

1.7

$$K > \frac{P_a - P_{\text{пн}} - P_{\text{кс}}}{(\rho_1 - \rho_2)g\Delta t} + i \quad \text{или} \quad k > \frac{(P_a - P_{\text{пн}} - P_{\text{кс}})(\mu_1 - \mu_2)}{(\rho_1 - \rho_2)g\Delta t} + i(\mu_1 - \mu_2),$$

где $P_{a, \text{пн}, \text{кс}}$ - атмосферное, пневматическое давление почвенного воздуха и капиллярно-сорбционное давление жидкости в почве, соответственно (Па); i - интенсивность (м/с), Δt - продолжительность (с) поступления флюида 1 на поверхность пористой среды; k - проницаемость среды (м^2), ρ_1, ρ_2 , - плотности ($\text{кг}/\text{м}^3$), μ_1, μ_2 - динамические вязкости ($\text{м}^2/\text{с}$) флюидов 1 и 2, g - ускорение силы тяжести ($\text{м}/\text{с}^2$). Критерий 1.7 дает в общем виде условие неустойчивости границы раздела «флюид-флюид» в пористой среде и может быть использован при оценке вероятности появления пальчатых структур в почве. Например, для границы «вода-воздух» ($\rho_2, \mu_2 \rightarrow 0$) можно выделить несколько частных случаев:

а) $P_{\text{кс}} \rightarrow 0$, $P_a = P_{\text{пн}}$, тогда $K > i$ (классическое условие Саффмана-Тейлора [58]). Выполнимо практически для всех почв легкого гранулометрического состава, поскольку их влагопроводность $0,7 < K < 30$ м/сут всегда больше интенсивности осадков (i), если не принимать во внимание поливы напуском, паводки или чрезмерное переуплотнение почвы, приводящие к образованию луж на поверхности грунта.

б) $P_{\text{кс}} < 0$, $P_a = P_{\text{пн}}$ (влияние капиллярно-сорбционного давления во влажной гидрофильной почве): $K > \frac{|P_{\text{кс}}|}{\rho_{\text{H}_2\text{O}}g\Delta t} + i$. Поскольку во

влажной почве $P_{\text{кс}} \leq 0$, его действие способствует стабилизации фронта впитывания и может нейтрализовать механизм (а). Вывод был впервые получен в работе [Raats, 73]. Этот результат явно недооценен последующими исследователями [Geoderma, 96], в связи с чем некоторые полевые эксперименты по получению пальчатых структур в песках оказывались неудачными.

в) $P_{\text{кс}} > 0$, $P_a = P_{\text{пн}}$ (влияние капиллярно-сорбционного давления в пересушенной (гидрофобной) почве): $K + \frac{P_{\text{кс}}}{\rho_{\text{H}_2\text{O}}g\Delta t} > i$. Всегда выпол-

няется для грубодисперсных сред, расширяя диапазон действия условия (а). В отечественной литературе примеры появления пальчатых структур в полевых условиях при впитывании атмосферных осадков в пересохшую песчаную почву показаны в статье [Воронков, 67].

г) Влияние времени (Δt) и интенсивности (i) осадков: длительные и малоинтенсивные осадки способствуют, согласно 1.7 неустойчивости фронта впитывания. Более подробно этот и некоторые другие частные критерии, в том числе для движения неводных флюидов (органических поллютантов) обсуждаются в [Смагин, 98].

Скорость распространения влаги в структурах типа «fingers» близка к коэффициенту фильтрации, а их доля от общего объема почвы определяется минимальным диаметром, который можно оценить по информации об ОГХ, функции влагопроводности и интенсивности осадков [Geoderma, 96]. Поскольку при наличии таких структур в почве перенос влаги осуществляется не фронтальным, а локальным путем, то есть часть почвы остается сухой, интенсивность движения загрязняющих веществ сквозь почвенную толщу может на 18-99% превышать таковую при сплошном массопереносе [Geoderma,96]. При этом достаточно небольшого объема осадков чтобы достичь нижних слоев почвы и грунтовых вод, так как нет необходимости на равномерное увлажнение всей толщи почвы. Концепция преимущественных потоков в виде пальчатых структур в грубодисперсных средах, совместно с представлениями о массопереносе по макропорам, трещинам и другим текстурным неоднородностям в почвах тяжелого и среднего гранулометрического составов, активно развивается в современной физике почв в связи с экологическими проблемами загрязнения грунтовых вод и пополнения их влагозапаса в аридных регионах с малым количеством осадков. В наших работах на основе анализа пространственного варьирования влажности, плотности, ОГХ и функции влагопроводности удалось выявить структуры типа «fingers» в легких почвах, развивающихся на аллювии р. Москвы [Смагин, 98,99]. Указанные представления о преимущественном (локальном) транспорте влаги и растворенных веществ отражены в современных моделях массопереноса загрязняющих почву и грунтовые воды неспецифических органических веществ, часть из которых будет рассмотрена в главе 4.

Заключительный пример касается неравновесных структур с неоднородным периодическим пространственным распределением вещества, возникающих в результате *диффузионной неустойчивости*. В линейных системах диффузия способствует гомогенизации и выравниванию неоднородностей, в нелинейных - , она может служить причиной неустойчивости исходно однородного по пространству состояния [Марри, 83, Свирежев,87]. Потеря устойчивости (бифуркация Тьюринга) как правило сопровождается стабилизацией за пределами равновесия в виде пространственно-неоднородной диссипативной структуры. Модели диссипативных структур широко используются в биофизике

для описания процессов морфогенеза (дифференциации тканей, окраски шкур животных), в математической экологии для объяснения пространственной неоднородности БГЦ [Марри, 83, Свирежев, 87, Белинцев, 91]. Условием появления таких структур служит нелинейность локальных функций трансформации вещества на фоне динамической или структурной неустойчивостей системы (рис.1), а также различия в показателях переноса (эффективных коэффициентах диффузии). В общем виде для распределенного аналога системы (1.3) имеем [Свирежев, 87]:

1.8 $D_1 a_{22} + D_2 a_{11} > 2\sqrt{D_1 D_2 (a_{11} a_{22} - a_{12} a_{21})}$, где $D_{1,2}$ - эффективные коэффициенты диффузии компонентов В и Х, соответственно; остальные обозначения см. критерий 1.4.

При наличии конвективного массопереноса или хемотаксиса, подавляющих диффузионную гомогенизацию, и структурной неустойчивости, ведущей к резким (катастрофическим) локальным изменениям состояния вещества (коагуляции коллоидов, образования осадка), также могут формироваться структуры с контрастным распределением [Свирежев, 87, Белинцев, 91]. По-видимому, это один из потенциальных механизмов эндогенного образования распространенных в земной коре полосчатых структур, в частности, псевдофибр, исследования которых, начиная с классических опытов Лизеганга [Чухров, 55], до сих пор не имеют должного обобщения на количественном уровне. Последнее одинаково важно как для понимания генезиса и морфологии реальных природных объектов, так и для дальнейшего развития теории распределенных структурно-неустойчивых динамических систем.

В завершении отметим, что из всех рассмотренных выше потенциальных режимов функционирования динамических систем, демонстрируемых сравнительно простой одномерной базовой моделью I в современном почвоведении взято на вооружение от силы 10%, и в основном - квазиравновесные (линейные). В результате наши взгляды на почву как динамическое тело и соответствующие модели часто бывают неадекватны действительности. Использование новых кинетических нелинейных подходов позволит приблизить к реальности количественное описание биокосных объектов и на этой основе научиться управлять этими сложными системами, не нарушая их естественное функционирование.

Глава 2.

Балансовые и линейные кинетические модели динамики запасов органического вещества почв.

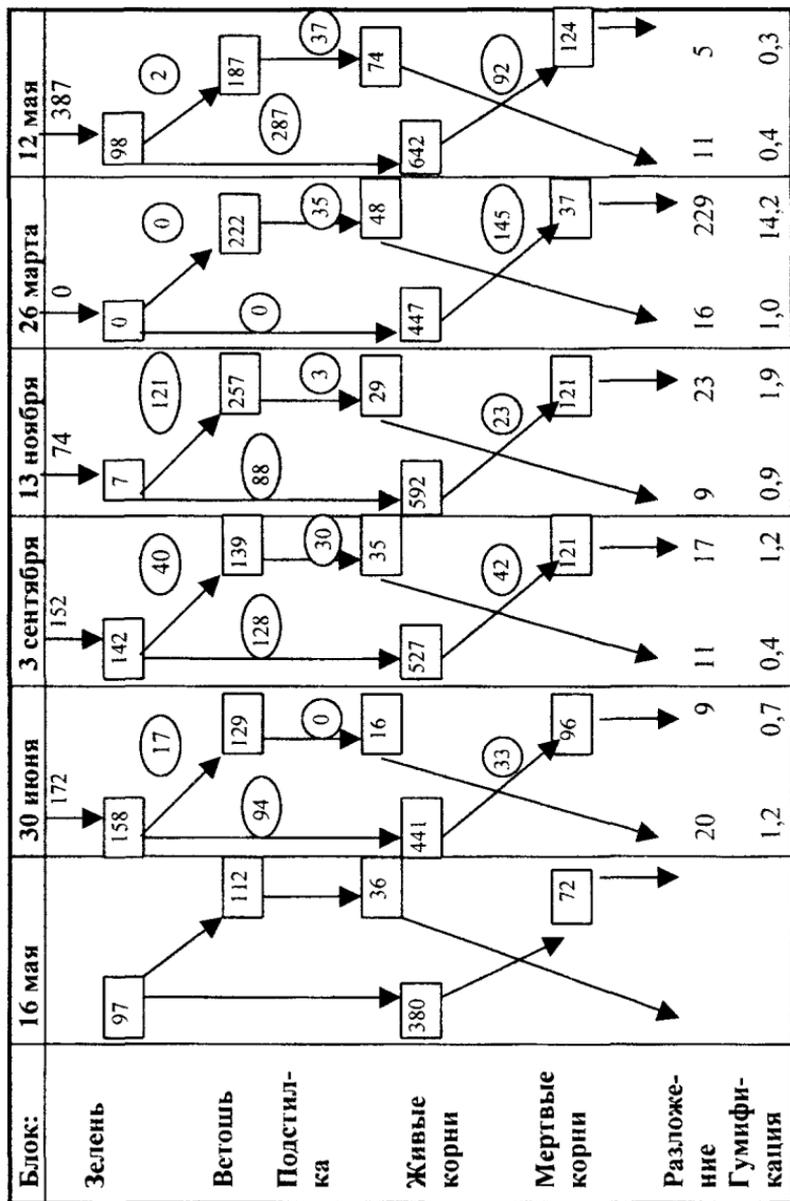
Наибольшее распространение в науке о почвах получили *балансовые и линейные кинетические* модели трансформации органического вещества (ОВ). В этих моделях в качестве переменной состояния используется *запас ОВ* – масса на единичной площади, что позволяет не учитывать процессы транслокации (распределения) вещества внутри почвы. Расчет этого показателя осуществляется по формуле:

$$2.1 \quad C_{[г/га]} = C_{\%} \rho_b h,$$

где $C_{\%}$ – процентное содержание ОВ относительно массы сухой почвы, ρ_b [г/см³] – плотность почвы, h [см] – мощность слоя почвы, в котором сосредоточен данный запас. Переход от единиц [т/га] к [кг/м²] (система СИ) или [г/см²] (СГС) осуществляется умножением (2.1) на 0,1 или 0,01, соответственно.

Балансовые модели трансформации ОВ появились в 70-х годах в связи с развитием стационарных исследований по биопродуктивности экосистем и использованием системного подхода при обобщении результатов этих исследований [Одум, 61, Ляпунов, Титлянова, 71, Титлянова, 77, Титлянова и др., 82, Базилевич и др., 86,]. Структура таких моделей представлена совокупностью блоков-резервуаров ОВ, сообщающихся между собой посредством потоков ОВ (Рис.2,3). Стационарные наблюдения за динамикой ОВ в блоках-резервуарах за определенный промежуток времени позволяют рассчитать потоки между ними и составить полный баланс ОВ. При необходимости данные об убыли-прибыли ОВ в резервуарах дополняются независимой оценкой каких-либо потоков ОВ и тогда неопределенные составляющие баланса оцениваются по разности. Например, на рисунке 2 приведены балансовые модели трансформации органического углерода степных БГЦ на черноземах обыкновенных (Хомутовская степь, Приазовье) при разных режимах природопользования: а — абсолютно заповедная степь, б — разнотравно-типчаково-ковыльное пастбище, в — агроценоз под озимой пшеницей. [Ковда, Смагин, Быстрицкая, 89]. На схемах резервуары углерода обозначены прямоугольниками, а потоки — стрелками. Разложение ОВ корней и подстилки, а также гумификация

Рис. 2^a Динамика углерода в экосистеме абсолютно заповедной степи [г/м²]



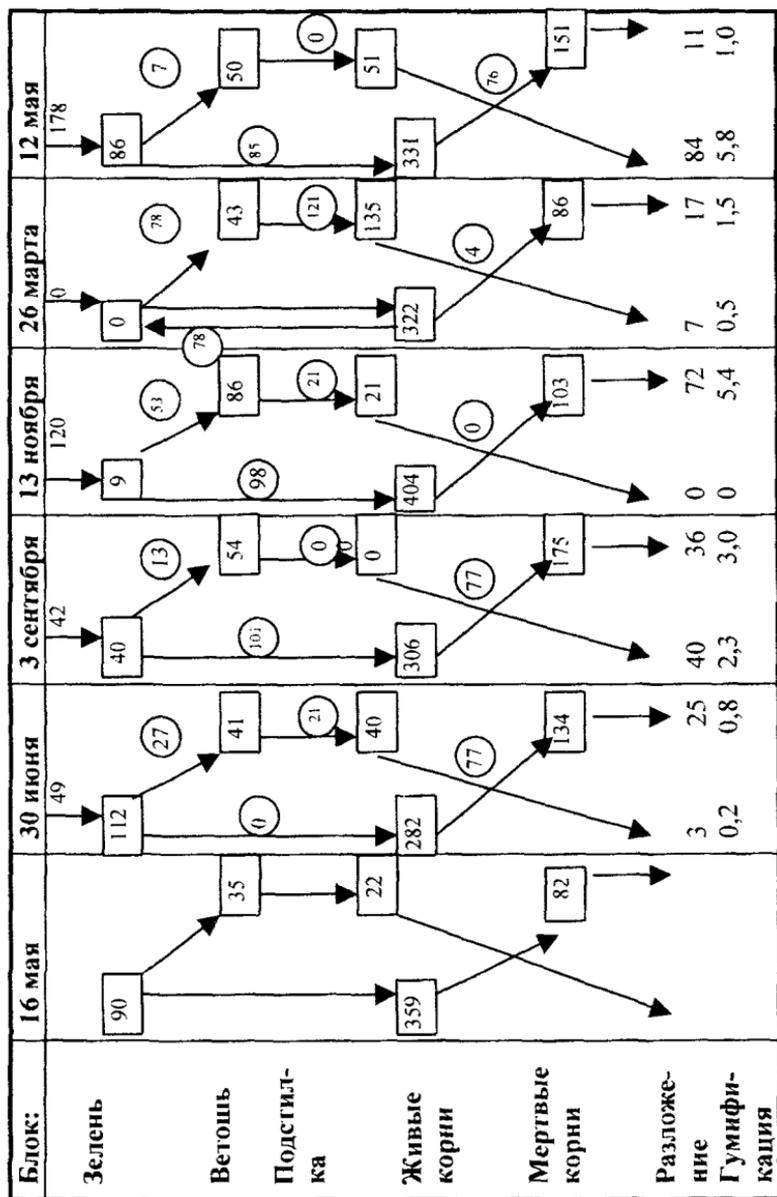
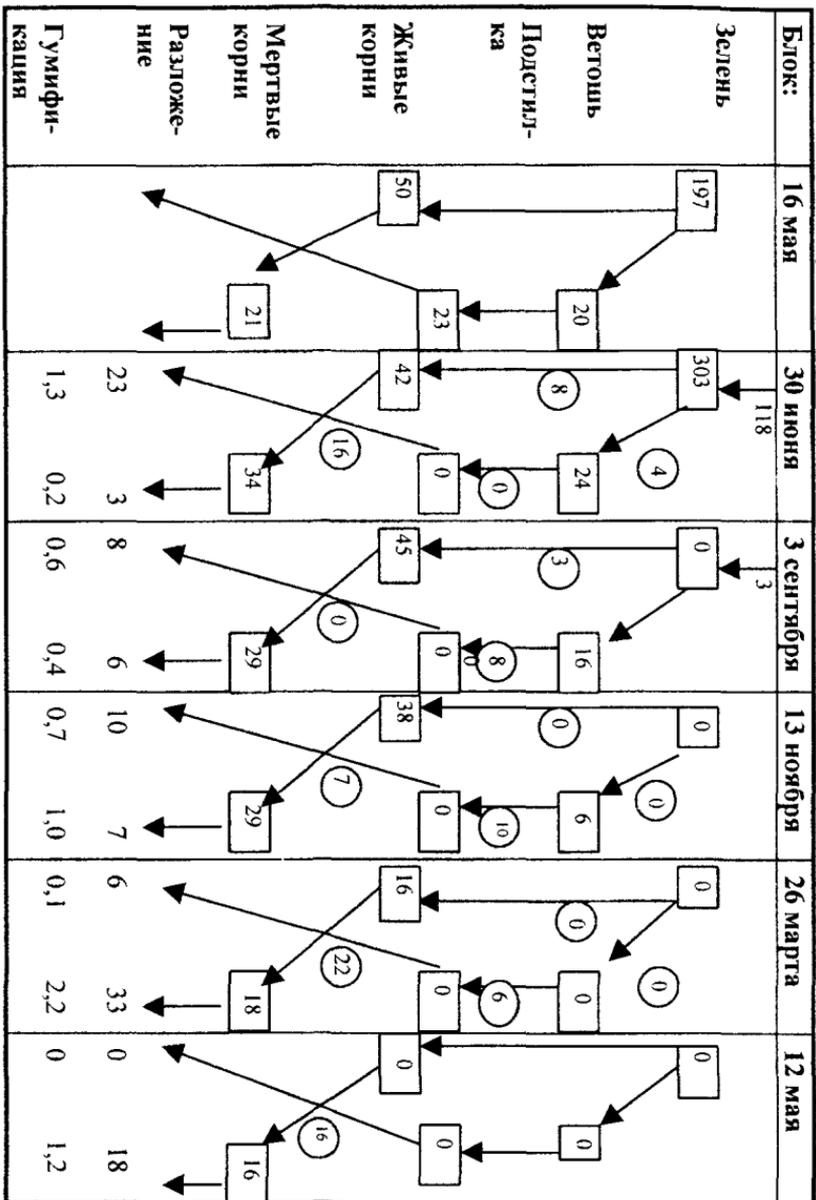


Рис. 2⁶ Динамика углерода в экосистеме пастбищной степи [г/м²]

Рис. 2^в Динамика углерода в агроценозе под озимой пшеницей [г/м²]

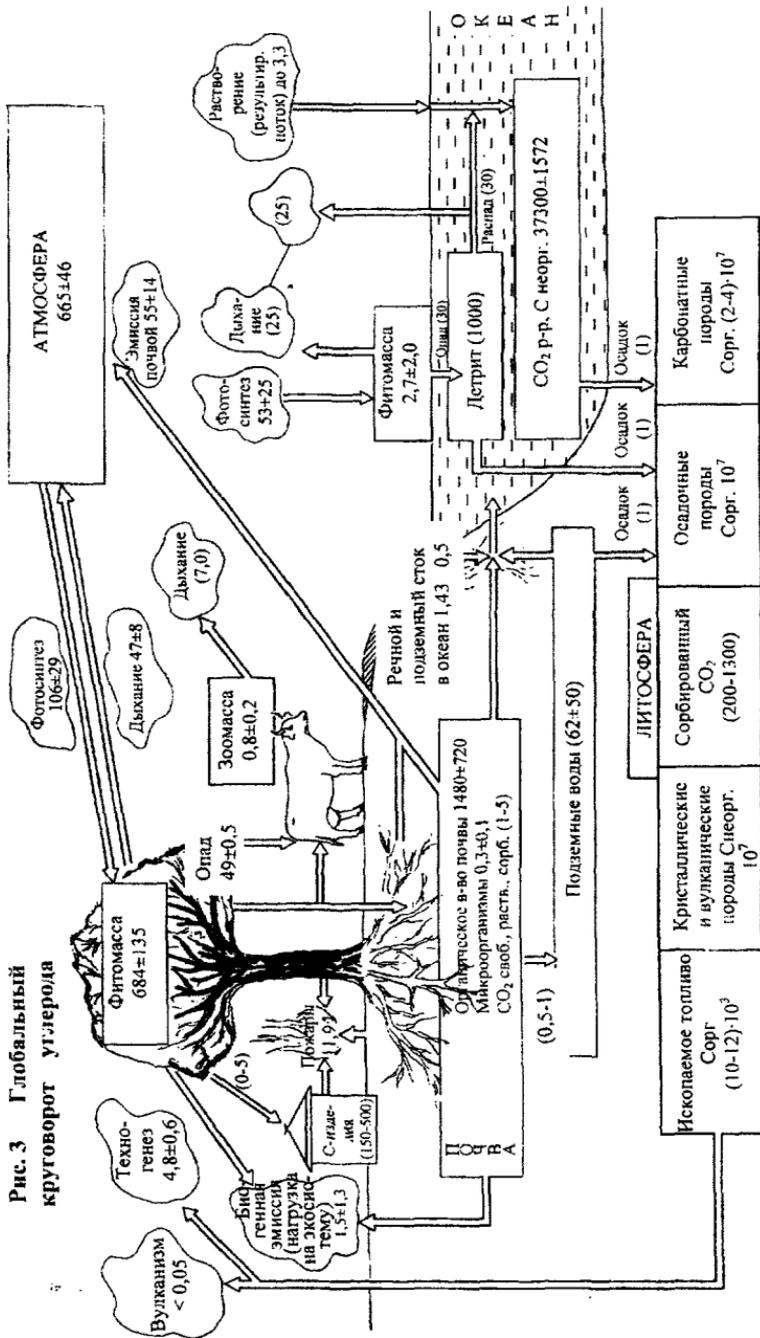


оцениваются по линейной кинетической модели 2.7 (см. ниже) с постоянными коэффициентами минерализации и гумификации, определенными в ходе специального эксперимента с прокаленными минеральным субстратом [Титлянова, 77, Смагин и др., 92].

Рассмотрим подробнее балансовые расчеты на примере схемы 2^а. За период с 16 мая по 30 июня запасы углерода в блоке "мертвые корни" выросли на 24 г/м^2 ($96-72=24$). За это время из блока удалилось 9 г/м^2 за счет процессов разложения. Таким образом, поступление из блока "живые корни" в блок "мертвые корни" составило $24+9=33 \text{ г/м}^2$. В свою очередь в блоке "живые корни" наблюдался прирост: $441-380=61 \text{ г/м}^2$. Складывая эту величину с потоком в блок "мертвые корни", определяем количество органического углерода ассимилянтов, поступивших из блока "зелень" в ризосферу: $61+33=94 \text{ г/м}^2$. В резервуаре "подстилка" за указанный срок наблюдалась убыль ОВ ($36-16=20 \text{ г/м}^2$), отнесенная за счет минерализации ($18,8 \text{ г/м}^2$) и гумификации ($1,2 \text{ г/м}^2$) ОВ. Вместе с тем, запасы ветоши возросли на 17 г/м^2 ($129-112 \text{ г/м}^2$), благодаря отмиранию зеленых частей растений. Учитывая, что в самом фотосинтетическом блоке наблюдался прирост фитомассы ($158-97=61 \text{ г/м}^2$), и, складывая эту величину с расходом из этого резервуара, получаем gross-продукцию ОВ за расчетный период: $61+94+17=172 \text{ г/м}^2$. Аналогичным образом рассчитываются потоки углерода за другие периоды. В целом, за год общая продукция ОВ фитосенноза абсолютно заповедной степи составила 785 г/м^2 , из которых лишь $22,2 \text{ г/м}^2$ (2,8%) закрепилось в почве в виде новообразованных гумусовых веществ. Аналогичные исследования, проведенные на участке пастбища (Рис.2^б) показывают, что при меньших величинах запасов зеленой фитомассы, и соответственно, биопродуктивности этой экосистемы ($389 \text{ г/м}^2\text{год}$), в почву поступает близкое к эталонному количество ОВ ($20,5 \text{ г/м}^2\text{год}$). Использование степных угодий под пашню с выращиванием озимой пшеницы резко снижает биопродуктивность ($121 \text{ г/м}^2\text{год}$) и поступление в почву ОВ ($7,7 \text{ г/м}^2\text{год}$) (рис.2^в). Таким образом, предложенная балансовая модель функционирования степных БГЦ позволяет оценить темпы синтеза и деструкции ОВ и провести наглядное сравнение этих характеристик в зависимости от режима природопользования.

Аналогичный подход применяется при характеристике глобальных закономерностей биогенного круговорота вещества и энергии. На рис.3 приведена схема глобального круговорота углерода, составленная нами на основе обобщения значительного числа отечественных и зарубежных публикаций по оценке основных резервуаров, источников и стоков этого элемента на планете [Смагин 99, 2000].

Рис. 3 Глобальный круговорот углерода



Запасы углерода в млрд. т в резервуарах представлены на схеме в виде прямоугольников, а соответствующие потоки между ними (млрд.т/год) показаны в форме облака. Из рисунка видно, что почва является третьим по значимости глобальным резервуаром углерода после литосферы и мирового океана. В составе ее органического вещества содержится 1480 ± 720 млрд. т углерода. Эмиссия углерода из почвенного покрова в виде CO_2 на порядок превышает техногенный выброс этого газа (55 ± 14 млрд.т/год против $4,8 \pm 0,6$). Однако, в природе процессы деструкции и дыхания компенсируются брутто-фотосинтезом ОВ ($47+55+7+25+25=159$ млрд.т/год). На этом фоне необратимые процессы малой интенсивности (сжигание топлива, биогенная эмиссия, вызванная сведением лесов, нерациональным землепользованием, опустыниванием, пожарами ($4,8+1,5+1,9=8,2$ млрд.т /год) могут приводить к существенному росту концентрации CO_2 в атмосфере и, соответственно, парниковому эффекту. Их компенсация карбонатно-кальциевым буфером океана (максимальный результирующий поток до 3,3 млрд.т/год) и процессами фоссилизации (2-3 млрд.т/год) неполная. В результате некомпенсированный годовой выброс CO_2 составляет 1,9-2,9 млрд.т/год, что весьма близко к реальным величинам прироста концентрации CO_2 в атмосфере (1,2ppm или 2,5 млрд.т/год).

При всей простоте и наглядности балансовые модели лишены одного важного качества, а именно — возможности прогнозировать (реконструировать) динамику ОВ изучаемой системы во времени. То есть, они фиксируют некую структурно-функциональную организацию объекта за короткий интервал времени в виде потоковой диаграммы, однако, предсказать, как будут выглядеть эти связи в дальнейшем, что произойдет, если изменить какие-либо характеристики системы, они не в состоянии. Для ответа на эти вопросы в рамках балансового подхода требуются новые эксперименты, подчас весьма трудоемкие, а после их проведения — составление нового баланса. Таким образом, вместо прогноза, балансовая модель фиксирует событие *post factum*, когда оно уже состоялось.

Выход из этого положения возможен при использовании *кинетического* подхода к исследованию организации и функционирования динамических систем (см. гл.1), в рамках которого определяются связи между переменными состояния (запасами, концентрациями ОВ) и скоростями их изменения (потоками). Когда известны подобные связи, легко определить как будет развиваться система в дальнейшем, или, что предшествовало ее данному состоянию. Если связь между переменной состояния (С) и скоростью ее изменения ($v=dC/dt$) прямо-

пропорциональна: ($v = \pm kC$, $k = \text{const}$), кинетическая модель, основанная на такой связи называется линейной. Очевидно, линейные модели можно получить из балансовых, если положить в первом приближении, что запасы ОВ в резервуарах и потоки, приводящие к изменениям этих запасов пропорциональны друг другу. Заметим, что так и поступает большинство авторов линейных моделей, оценивая их параметры по известным концептуально-балансовым схемам трансформации ОВ.

Начало систематическим исследованиям по *кинетики трансформации ОВ* почвы было положено трудами П.А. Костычева [1886, 1889], С.П.Кравкова [1908, 1911], Э.М. Вольни [1897] [цит. по Круленникову, 8] и Чертову, 85]. В последующих работах Иенни с соавторами [1949] и Олсона [1963] [цит. по Чертову, 85] была предложена линейная модель деструкции ОВ, согласно которой процесс разложения подчиняется кинетике первого порядка:

$$2.2 \quad \frac{dC}{dt} = -kC,$$

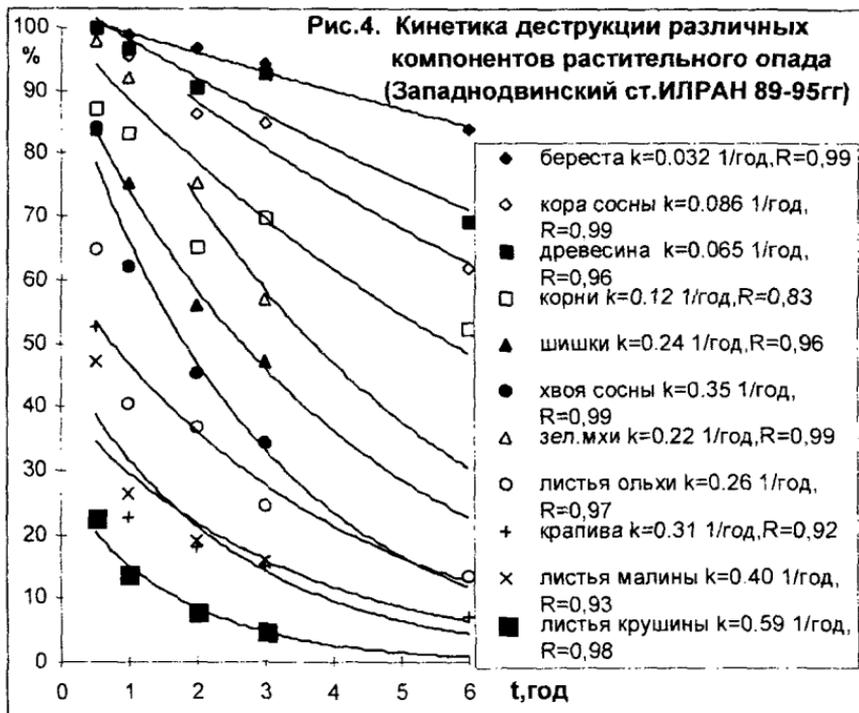
где k – кинетическая константа разложения.

Величина k обратно пропорциональна характерному времени деструкции ОВ и имеет соответствующую размерность (год^{-1} , сут^{-1} ...). Аналитическим решением модели (2.2) при известных начальных запасах ОВ в почве ($C=C_0$ при $t=0$) служит экспоненциальная функция:

$$2.3 \quad C_{(t)} = C_0 \exp(-kt).$$

Уравнение (2.3) удовлетворительно описывает ход разложения различных компонентов ОВ почвы, характерной особенностью которого является быстрый спад содержания ОВ на первых этапах деструкции и замедление процесса со временем (Рис.4). (Влияние гидротермических условий (T и W), а также ряда других факторов (рН, содержание физической глины, лигнина, азота, зольных элементов...) учитывается регрессионными зависимостями константы k от этих показателей, получаемых опытным путем [Чертов, 85, Трофимов и др., 98, Driven by Nature, 97, Kätterer et al, 98].

Разделив обе части (2.3) на C_0 и логарифмируя, получаем выражения, связывающие константу k с характерными временами полураспада ($C/C_0=0,5$) или разложения 95% ОВ ($C/C_0=0,05$): $T_{0,5} = \ln 2/k$; $T_{0,95} = \ln 20/k \approx 3/k$. Также можно оценить величину k , если экспериментально определен процент разложения материала ΔC за период T : $k = [\ln(100/(100-\Delta C))]/T$ или, если известно изменение какой-либо другой характеристики ОВ, например, – площади желатинового покрытия на тест-пленке, прочности тест-материала, его светопроницаемости и т.д.



В монографии "Трансформация органического вещества почв" [1990] приведены величины k и соответствующие им показатели $T_{0,5}$, $T_{0,95}$ для растительных остатков (опада) различного состава и генезиса (табл. 2), а также 10-балльная шкала показателей интенсивности разложения, основанная на использовании подстилично-опадного коэффициента [Родин, Базилиевич, 65], процентных потерь массы разлагающихся остатков за год и кинетических констант k , $T_{0,5}$, $T_{0,95}$. В дальнейшем будет показано, что величины подстилично-опадного коэффициента и параметра k , фактически тождественны, что вносит небольшие коррективы в данную шкалу. В целом, как уже упоминалось во введении, деструкция опада (детрита) в почвах происходит весьма быстрыми темпами. Для большинства почв время оборота углерода растительных остатков $T_{0,95}$ находится в пределах нескольких лет и лишь в гидроморфных условиях при недостатке кислорода происходит консервация ОВ на десятилетия и более длительные сроки.

Табл. 2 Интенсивность разложения детрита в почвах (Гришина и др., 90, Сельскохозяйственные экосистемы, 87)

Вещество	% разложения за год	k, год ⁻¹	T _{0,5} , годы	T _{0,95} , годы
Сахара	99,2-100	4,83-12,41	0,06-0,14	0,24-0,62
Гемипцеллюлозы	90,2-99,9	2,32-6,91	0,10-0,30	0,43-1,29
Целлюлоза	75,2-93,0	1,39-2,66	0,26-0,50	1,13-2,15
Лигнин	10,0-50,4	0,11-0,70	1,0-6,3	4,3-27
Воски	7,0-25,5	0,07-0,29	2,4-9,9	10-43
Фенолы	2,0-10,5	0,02-0,11	6,3-35	27-150
Сосна: хвоя	6-50	0,06-0,70	1-12	4-50
ветви	4-10	0,04-0,11	6-17	27-75
шишки	8-12	0,08-0,13	5-9	23-38

Смешанный опад	20-23	0,22-0,26	2,7-3	11-14
Ель: хвоя	10-55	0,11-0,80	0,9-6,3	3,8-27
ветви	8-36	0,08-0,45	1,5-8,7	6,7-38
шишки	7-10	0,07-0,11	6,3-9,9	27-43
Смешанный опад	26-37	0,30-0,46	1,5-2,3	6,5-10
Листья березы	16-70	0,17-1,2	0,6-4,1	2,5-18
Листья дуба	6-90	0,06-2,3	0,3-11,6	1,3-50
Листья липы	43-99	0,56-4,6	0,2-1,2	0,65-5,4
Листья брусники	10-35	0,11-0,43	1,6-6,3	7-27
Листья черники	16-65	0,17-1,0	0,7-4,0	3-18
Зеленые мхи	16-24	0,17-0,27	0,7-2,6	11-18
Разнотравье	53-100	0,76-4,61	0,2-0,9	0,7-4,0
злаки	70-85	1,2-1,9	0,4-0,6	1,6-2,5

Поскольку разные фракции ОВ имеют существенно отличные показатели деструкции (табл. 2), дальнейшее развитие класса линейных моделей шло по пути увеличения числа переменных состояний, каждая из которых соответствовала определенной фракции ОВ почвы.

В самом простом случае (несвязанные переменные) модель (2.2) принимает вид:

$$2.4 \quad \frac{dC}{dt} = -(k_1 C_1 + k_2 C_2 + \dots + k_n C_n),$$

где n — число возможных фракций ОВ почвы, различающихся по времени деструкции [Hunt, 77]. Иванниковой и Гармаш [94] вслед за Чертовым [85] и [Freitag, 88] был предложен графический способ определения параметров k_n и, соответственно, числа фракций C_n по кривым разложения ОВ. С этой же целью можно использовать компьютерную программу SIGMAPLOT, позволяющую по экспериментальным данным динамики ОВ (C_t) решить обратную задачу — определить значения параметров уравнения разложения $C_t = A \exp(-k_1 t) + B \exp(-k_2 t) + C \exp(-k_3 t) \dots$, являющегося решением модели 2.4. Указанный способ применялся в работе Трофимова с соавторами [98], исследовавших кинетику разложения ОВ органогенных горизонтов ряда лесных почв в лабораторных условиях при разной температуре. Выделенные таким образом две фракции — "лабильная" (предположительно, растворимое ОВ, белки и гемицеллюлозы) и "стабильная" (целлюлоза, лигнин) существенно различались по кинетическим параметрам деструкции. Если характерное время оборота лабильного ОВ при температурах 10–20°C не превышало 1–2 месяца, то для стабильного ОВ эта величина исчислялась годами, а иногда и десятками лет. Понижение температуры замедляло интенсивность разложения в 1,5–3 раза на каждые 10°C в диапазоне от 4 до 23°C. Анализ данных подтверждает принципиальную возможность использования температурного коэффициента $Q_{10} = 2$ при прогнозе изменения скорости биодеструкции ОВ от температуры [Перг, 78]. Так, в интервале обычных для почвы температур $4 < T < 16^\circ\text{C}$, значение Q_{10} составило в среднем $2,1 \pm 0,2$, что весьма близко к теоретической величине.

В работе Иванниковой и Гармаш [94] с помощью графического анализа выявлено 4–5 различных по устойчивости фракции ОВ при разложении растительных остатков в серой лесной почве в ходе 5-летнего полевого эксперимента. Самая "лабильная" кинетическая фракция имела характерное время оборота ОВ 13–14 лет, а наиболее стабильная 400–600 лет.

Заметим, что, несмотря на объективную возможность наличия в почве большого числа индивидуальных фракций ОВ, различающихся по кинетике деструкции, при моделировании этого процесса не следует увлекаться чрезмерным "фракционированием". Проверка моделей типа (2.4) часто показывает, что многие параметры k_n статистически не

значимы и их можно опустить без особого ущерба для точности вычислений. Чаще всего бывает достаточно 2-3 кинетических фракций, а иногда и одной. Так в цитируемой выше работе Трофимова с соавторами [1998] в отдельных случаях, попытка разделения ОВ на две фракции с помощью компьютерной программы приводила к получению пары констант $k_{1,2}$, различающихся на 8-10 порядков (например, $k_1=0,033 \text{ сут}^{-1}$ и $k_2=8,6 \cdot 10^{-12} \text{ сут}^{-1}$). Очевидно, что показатель k_2 в этом случае, может быть опущен и модель редуцируется до обычного уравнения кинетики 1-го порядка (2.2)

В целом, на наш взгляд более перспективным является выделение небольшого числа иерархически соподчиненных кинетических фракций, связанных друг с другом процессами трансформации ОВ, то есть разделение биодеструкции на две составляющие — *минерализацию* ОВ до простых неорганических соединений, и *гумификацию* — перевод углерода в конденсированное состояние в виде специфических органических веществ почвы. (Эти модели будут предметом нашего дальнейшего рассмотрения, однако, предварительно исследуем еще одно простейшее уравнение деструкции ОВ, учитывающее наряду с разложением — поступление ОВ в виде опада:

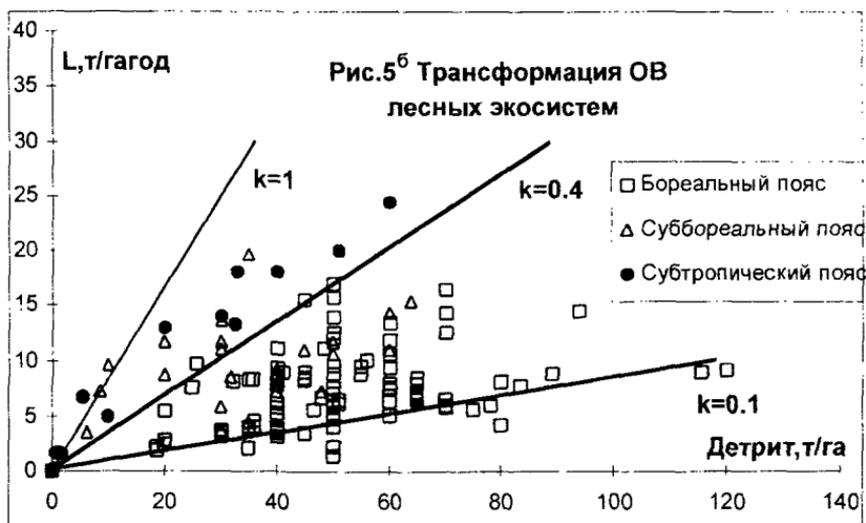
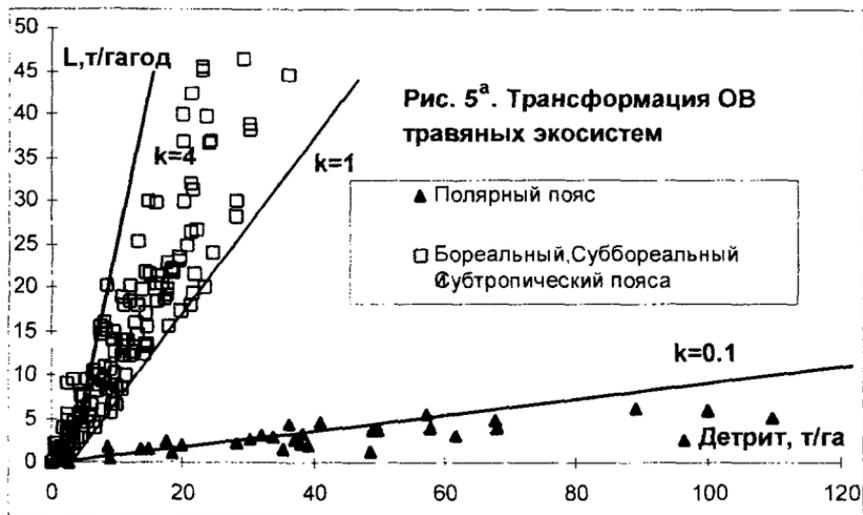
$$2.5 \quad \frac{dC}{dt} = L - kC,$$

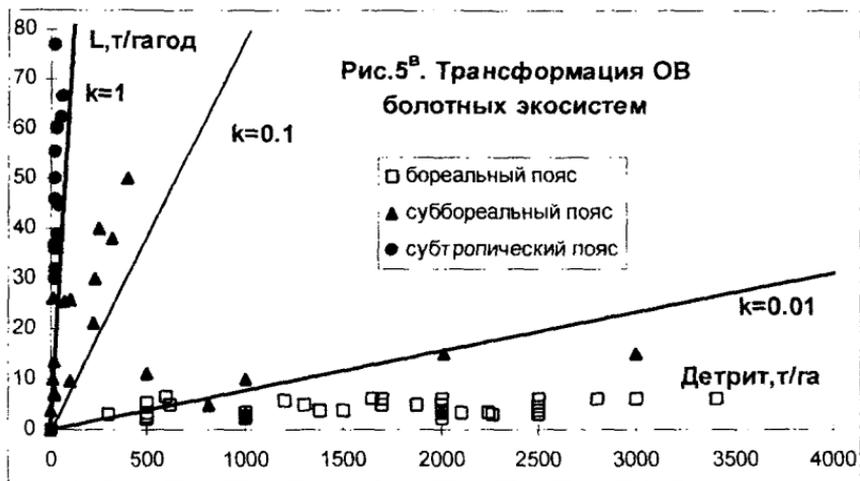
L — ежегодный опад [т/га год].

Модель 2.5 [Сельскохозяйственные экосистемы, 87, Ильинская, Смагин, 89] имеет следующее аналитическое решение при начальных условиях ($t=0, C=C_0$):

$$2.6 \quad C_{(t)} = C_p - (C_0 - C_p) \exp(-kt), \quad C_p = L/k$$

Согласно формуле (2.6), по прошествии некоторого времени запас ОВ почвы (C) придет к равновесному (стационарному) состоянию (C_p), численно равному отношению величины опада к константе разложения. Используя критерий (1.4), можно показать, что состояние C_p является устойчивым и независимо от начальных условий (C_0) система ОВ почвы будет стремиться занять его при неизменных параметрах L, k . Поэтому, если запас ОВ в почве достиг стационарного значения (C_p), константу k легко оценить по величине опадно-подстилочного коэффициента: $k=L/C_p$. Развивая представления Родина и Базилевич, [65], Гришиной с соавторами, [90], Базилевич, [93], Коулмана с соавт. [Сельскохозяйственные экосистемы, 87] можно предложить следующую схему оценки темпов деструкции детрита в зависимости от соотношения его запасов в почве и ежегодного поступления опада (Рис.5).





Значение константы разложения $k=1$ является условной границей процессов деструкции ($k>1$) и аккумуляции ($k<1$) ОВ в виде детрита. Действительно, если $k>1$, стационарные запасы подстилки будут меньше, чем ежегодное поступление опада ($C_p=L/k$), то есть с течением времени он не будет накапливаться на поверхности почвы в количестве, превышающем ежегодное поступление. При сильной деструкции ($k>4$) основная масса опада будет успевать разлагаться в течение года и подстилка, как таковая, будет отсутствовать или встречаться фрагментами. В случае $k<1$ запас ОВ в виде детрита превышает ежегодное поступление опада, что свидетельствует о развитии аккумуляционных процессов, приводящих в предельном своем проявлении к формированию чрезвычайно больших запасов ОВ в виде торфяных залежей. Предлагаемый подход позволяет наглядно представить специфику трансформации ОВ почв различных экосистем, а также выявить влияние гидротермических факторов на интенсивность деструкции детрита (Рис.5)

Обратимся к более сложным моделям, учитывающим наряду разложением, гумификацию ОВ почвы. В них почвенное органическое вещество подразделяется как минимум на две фракции — *детрит* (C) и *специфическое ОВ* (*гумус*) — (H). Одна из первых моделей такого рода была разработана О.Г. Чертовым [85] применительно к описанию минерализации и гумификации лесного опада и подстилки. В наших исследованиях [Ильинская, Смагин, 89, Смагин, 94] эта модель была

дополнена функцией поступления OB в виде опада и получено соответствующее аналитическое решение — зависимость переменных состояний C и H от времени. В более поздних публикациях зарубежных авторов аналогичная модель получила название ICBM (Introductory Carbon Balance Model) и была успешно использована для прогноза динамики органического углерода различных почв, включая пахотные, в связи с климатическими изменениями, обработкой почв, отчуждением с/х продукции, применением удобрений [Andren, Kätterer, 97, 2000, Kätterer, Andren, 99]. Рассмотрим модель подробнее, в том варианте, который был предложен нами в работе, посвященной теории устойчивости почв [Смагин, 94]

$$2.7 \quad \frac{dC}{dt} = L - (k_1 + k_2)C$$

$$\frac{dH}{dt} = k_2C - k_3H$$

здесь C , H — запасы детрита и гумусовых веществ, L — количество ежегодно поступающих в почву растительных остатков (опада), k_1, k_2 — кинетические константы минерализации и гумификации детрита, k_3 — константа минерализации гумусовых веществ. Аналитическое решение 2.7 выглядит как:

$$2.8 \quad C(t) = \frac{L}{k_1 + k_2} + A_0 \exp(-(k_1 + k_2)t)$$

$$H(t) = \frac{k_2 L}{k_3(k_1 + k_2)} + \frac{k_2 A_0}{k_3 - (k_1 + k_2)} \exp(-(k_1 + k_2)t) + B_0 \exp(-k_3 t)$$

$$A_0 = C_0 - \frac{L}{k_1 + k_2} \quad B_0 = H_0 - \frac{k_2 L}{k_3(k_1 + k_2)} - \frac{k_2 A_0}{k_3 - (k_1 + k_2)}$$

где H_0 , C_0 — начальные запасы соответствующих фракций OB , A_0 , B_0 — вспомогательные константы.

Оценим устойчивость системы (2.7), используя изложенный в главе 1 метод. Корни характеристического уравнения, согласно формуле (1.4) получаем в виде:

$$\lambda_{1,2} = 0,5 \left(-(k_1 + k_2 + k_3) \pm \sqrt{(k_1 + k_2 + k_3)^2 - 4k_3(k_1 - k_2)} \right)$$

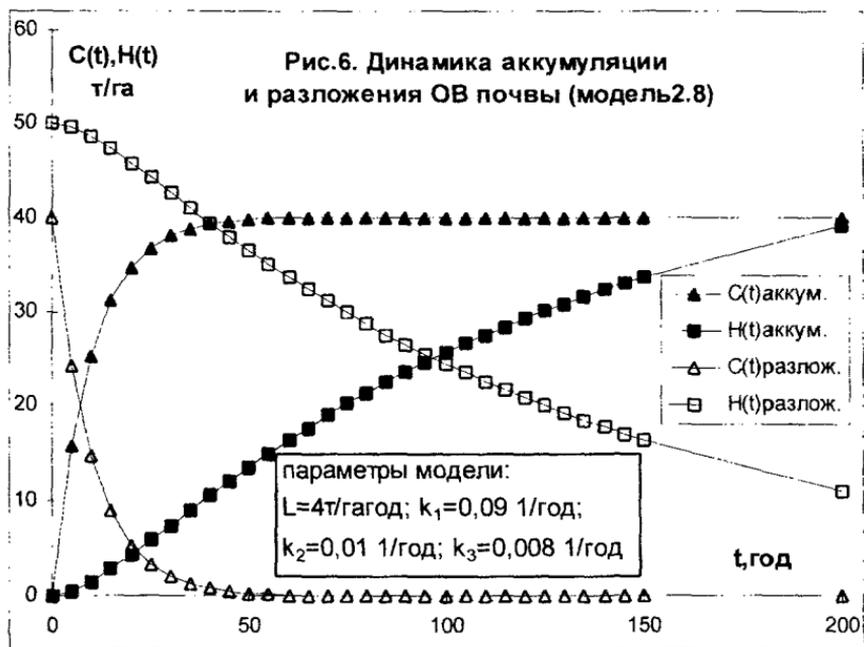
откуда $\lambda_1 = -k_3$, $\lambda_2 = -(k_1 + k_2)$

Следовательно, для любых значений $k_{1,2,3}$ (положительных по физическому смыслу модели) поведение системы (2.7) будет устойчивым, так как ее стационарное состояние — устойчивый узел. Колебательные режимы, бифуркации, возникновение неустойчивости в такой системе невозможны, а любые флуктуации (возмущения) будут затухать экспоненциально. В какой бы области фазового портрета не находилась точка, определяемая начальными условиями C_0, H_0 , со временем она переместится в особую точку, соответствующую стационарному состоянию $C = L / (k_1 + k_2)$, $H = k_2 L / k_3 (k_1 + k_2)$ и никуда больше. Поэтому любые прогнозы поведения ОБ почвы на основе моделей типа (2.2-2.7) жестко детерминированы и безальтернативны.

Вместе с тем, как показывают детальные исследования зарубежных ученых [Andren, Kätterer, 97, Kätterer, Andren, 98] использовавших для верификации и проверки модели большой эмпирический материал (данные 100 экспериментов по динамике ОБ почвы, включая длительные 20-30-летние полевые опыты), система типа 2.7-2.8 при известных зависимостях констант $k_{1,2,3}$ от климатических показателей и текстуры почвы адекватно описывает динамику органического углерода в почвах и может использоваться в прогнозных целях. Подробнее эту информацию можно получить в Интернете по адресу: www.mw.slu.se/vaxtharing/olle/ICBM.html [Andren, Kätterer, 2000].

На рисунке 6 представлена серия кривых $C_{(t)}$, $H_{(t)}$, рассчитанных по уравнениям (2.8), для случаев аккумуляции и разложения ОБ почвы общим запасом 90 т/га при среднегодовом поступлении опада 4 т/га. Эти величины характерны для сложившихся сосновых экосистем бореального типа на песчаных дерново-подзолистых почвах [Смагин, 94]. Расчет параметров модели производился по стационарным запасам, с учетом экспериментальных данных по трансформации ОБ длинных сосновых БГЦ Подмосквья [Смагин и др. 92, Смагин, 94].

Помимо информации о минимальных временах аккумуляции и разложения ОБ, графики иллюстрируют общую закономерность динамики ОБ, а именно — увеличение длительности накопления и стойкости к деструкции при переходе от детрита к гумусовым веществам. При полном прекращении поступления растительных остатков ($L=0$) вначале исчезает постилка. При этом она частично гумифицируется и компенсирует на первых этапах отсутствие внешнего источника органического вещества менее податливой к разложению фракции (H). Далее процесс лимитируется скоростью деструкции гумифицированных веществ. В целом, различие различных фракций в составе ОБ почвы, наряду с иерархией характерных времен их деструкции и общим большим количеством аккумулированного вещества должны



служить надежным фактором устойчивости почвы и ее буферности по отношению к флюктуациям (нарушениям) поступления и трансформации ОВ [Керженцев, Зеленская, 86]. Принимая во внимание этот реальный, созданный природой механизм устойчивости почв при прогнозах не следует забывать об "идеальности" условий его проявления, а именно — общей устойчивости системы типа (2.7). Широко известные данные о немонотонности (колебательности) поведения ОВ в процессе его сезонной динамики, катастрофически быстрое разложение торфяных залежей при иссушении, заметная деградация столь буферных систем, как черноземы, на наш взгляд ставит под сомнение идею о вековой устойчивости ОВ почвы и требует поиска новых подходов к его описанию [Смагин, 94]. Одно направление — учет реальных нелинейных связей целостной системы "биоценоз-почва" и ее реакции на внешнее воздействие будет рассмотрено в следующей главе. Оставаясь в рамках линейных моделей, подробнее рассмотрим влияние *гидротермических факторов* (W и T) на кинетику трансформации ОВ почв.

Очевидно, при этом надо определить связь кинетических констант разложения (k) с температурой и влажностью. Ранее было показано, что в первом приближении влияние температуры на интенсив-

ность деструкции можно учесть с помощью коэффициента Q_{10} . Детальное исследование зависимости $k_{(T)}$ содержится в обзоре [Kätterer et al, 98]. Авторы предположили, что влияние температуры одинаково распространяется на все фракции ОБ, как лабильные, так и инертные, и может быть учтено с помощью температурного фактора m :

$k_i = m k_{i,max}$, где k_i — кинетическая константа разложения какой-либо фракции ОБ ($i=1,2,3\dots$), $k_{i,max}$ — значение константы при максимальной температуре (T_{max}).

Величина m в зависимости от температуры определяется одной из ниже перечисленных моделей:

Уравнение Аррениуса:

$$2.10 \quad m(T) = \exp \left[\frac{E}{R} \left(\frac{1}{T_m + 273} - \frac{1}{T + 273} \right) \right]$$

где T — температура [$^{\circ}C$], R — универсальная газовая постоянная (8,31 Дж/мольК), E — энергия активации [Дж/моль], T_m — значение температуры [$^{\circ}C$], при которой фактор $m=1$.

Уравнение Ллойда-Тейлора:

$$2.11 \quad m(T) = \exp \left[E_0 \left(\frac{1}{T_m + 273 - T_0} - \frac{1}{T + 273 - T_0} \right) \right]$$

где T_0 [K], E_0 [$^{\circ}C$] температурные константы, определенные настройкой (2.11) по экспериментальным данным. Типичная величина $E_0=35,4^{\circ}C$.

Экспоненциальная функция Q_{10} :

$$2.12 \quad m(T) = Q_{10}^{\frac{T-T_m}{10}}$$

Функция Ратковского:

$$2.13 \quad m(T) = \frac{(T - T_{min})^2}{(T_m - T_{min})^2},$$

T_{min} — минимальная температура, при которой прекращается деструкция ($m=0$)

Анализ базы данных по разложению ОБ почвы (25 экспериментов длительностью от 9 до 720 суток) проводился на основе двух кинетических моделей — без фракционирования ОБ (модель 2.3) и с

разделением ОВ на две фракции — стабильную (с долей α) и лабильную ($1 - \alpha$) (модель типа 2.7). В таблице 3 приводятся результаты анализа, а также параметры моделей 2.3, 2.7 (кинетические константы k, k_1, k_2) и уравнений 2.10-2.13. Сходимость реальных данных и результатов моделирования оценивалась регрессионным коэффициентом R^2 . Показано, что модель с двумя фракциями в целом гораздо лучше описывала экспериментальные данные по сравнению с традиционной однопараметрической моделью 2.3. Соответствующий коэффициент R^2_2 лежал в пределах от 0,75 до 1, причем в подавляющем большинстве экспериментов он был близок к 1 (0,97-0,99). Для модели 2.3 эта величина (R^2_1) была стабильно ниже. Выбор уравнений 2.10-2.13 практически не влиял на результаты аппроксимации экспериментальных данных при правильно определенных температурных параметрах. Таким образом, любая из функций 2.10-2.13 может быть с успехом использована для оценки влияния температуры на коэффициенты деструкции (k_i). Важно лишь настроить ее по экспериментальным данным. Для всего массива данных (табл.3) наилучшее соответствие моделей 2.10-2.13 эксперименту ($R^2=0,96$) было получено при следующих параметрах: $T_m=30^0\text{C}$, $T_{max}=40^0\text{C}$, $F=54,2$ Дж/моль, $T_0=233\text{K}$, $Q_{10}=2,06$, $T_{min}=-3,78^0\text{C}$. Наиболее простая функция 2.12, традиционно применяемая в биологии, дает хорошие результаты в диапазоне $5 < T < 35^0\text{C}$ и с ее помощью можно прогнозировать отклик деструкции ОВ на изменения климата. За пределами указанного диапазона лучше использовать более сложные уравнения с несколькими параметрами.

Влияние *влажности* субстрата на интенсивность его деструкции также может быть учтено с помощью соответствующего фактора $f(w)$: $k_i = f \cdot k_{i\max}$, $0 < f < 1$. Для определения связи $f(w)$ применяются уравнения, аналогичные 2.13-2.13. Например, можно использовать такую функцию [Смагин, 99]:

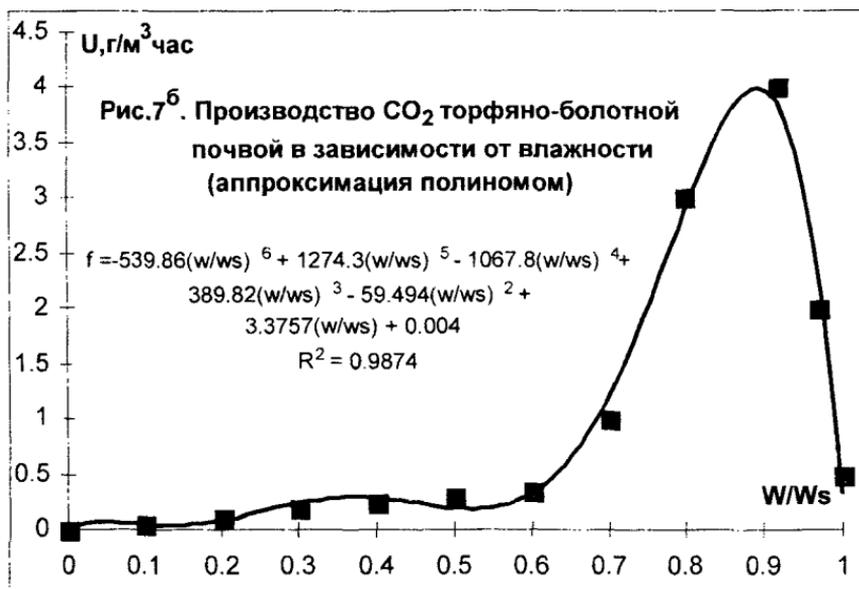
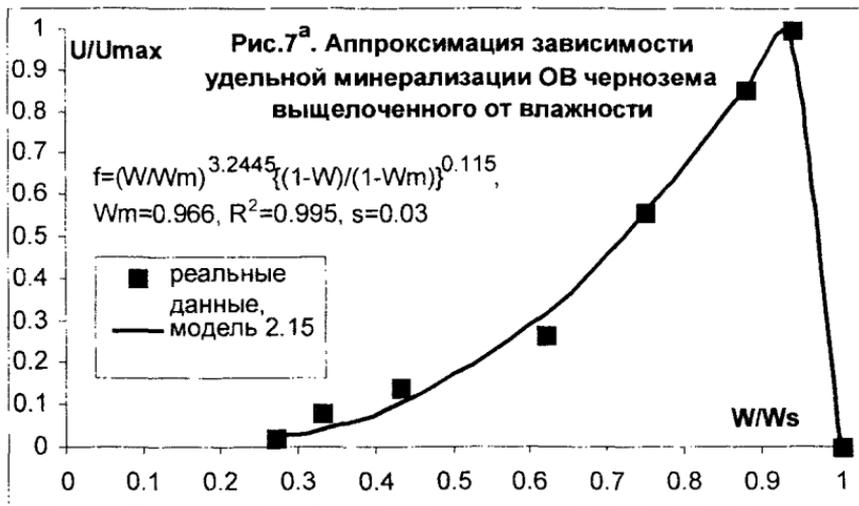
$$2.14 \quad f(w) = \frac{W - W_{\min}}{W_{\max} - W_{\min}}, \text{ где } W_{\min}, W_{\max} \text{ — значения}$$

влажности, при которой деструкция прекращается (сухая почва) или идет с максимальной скоростью $k_{i\max}$; $W_{\min} < W < W_{\max}$.

Таблица 3. Эксперименты по деструкции ОВ почвы (влияние температуры) [по Kätterer, et al, 98]

№	Литература- ник источ.	Субстрат (ОВ)	Температу- ра инкуба- ции(°С)	Время экс- перимента (сут)	$k(x10^{-4})$ сут ¹	R_1^2	$\alpha(x10^{-3})$	$k_1(x10^{-2})$	$k_2(x10^{-4})$	R_2^2	E, Дж/моль	$T_0^{\circ}C$	Q_{10}	$T_{min}^{\circ}C$
1	Winkler et al, 96	Гор А	4,15,22,38	120	11,1	0,54	13,7	15,3	6,49	0,92	48,7	231	1,92	-5,6
2	Honeycutt et al, 88	Почва и навоз	5,10,15,20,25,30	77	4,12	0,03	19,1	13,7	0,342	0,92	55,6	232	2,15	-4,7
3	Ross, Cairns, 78	Гор А	5,10,15,20,24	45	7,7	0,8	2,07	189	7,32	0,97	59,5	230	2,33	-6,4
4	—/—	Гор А	5,10,15,20,24	45	23,2	0,49	35,2	8,10	13,1	0,95	59,9	230	2,34	-6,6
5	Warsman, Gerretsen, 31	Солома овса	7,27,37	273	46,5	0,93	620	1,33	0,0	0,98	29,4	211	1,48	-22,7
6	—/—	—/—	7,27,37	273	106	0,82	497	7,18	19,4	0,97	40,5	225	1,72	-9,9
7	—/—	—/—	7,27,37	273	163	0,88	609	6,04	18,6	0,99	43,9	227	1,80	-7,5
8	Reichstein (неопубл)	под-стилка	5,15,25	104	1,84	0,99	1,67	11,0	1,61	1,00	64,6	233	2,50	-5,2
9	—/—	Гор А	5,15,25	104	3,12	0,97	9,01	4,98	1,94	1,00	71,5	236	2,75	-2,9
10	Pöhacher, Zech, 95	Гор Л	5,12,22,32	50	11,4	0,86	370	0,62	2,40	0,93	60,6	229	2,40	-8,3
11	Blet-Chaudea u et al, 90	Гор А	2,10,19,28	56	2,57	0,95	3,72	15,9	1,43	0,99	69,6	237	2,64	-1,4
12	—/—	Гор А	10,19,28	56	0,94	0,98	0,82	28,4	0,69	0,99	27,7	204	1,47	-30,9

13	Roper, 85	Гор А+соло ма	15,20,25, 30,35,40	105	6,93	0,67	21,6	37,7	12,5	0,94	60,8	243	2,19	+6,3
14	—/—	—/—	15,20,25 ,30,35,4 0	300	53,4	0,29	26,0	54,7	16,9	0,82	63,9	244	2,28	+6,2
15	Azmal et al, 96	Гор А	25,35	56	6,76	0,98	7,88	11,4	4,83	0,99	42,9	229	1,75	-5,8
16	—/—	Гор А+соло ма риса	25,35	11	15,9	0,96	30,3	19,9	8,14	0,99	23,0	202	1,35	-36,6
17	—/—	Гор А+раст остатки	25,35	9	20,7	0,90	48,9	21,5	7,90	0,99	48,5	233	1,89	-1,8
18	Deneve, 96	—/—	5,5,10,1 6	300	255	0,81	523	11,9	25,3	0,99	50,1	220	2,10	-15,9
19	Azmal et al, 96	—/—	15,25,35	56	7,83	0,98	2,20	98,7	7,27	0,99	57,8	237	2,16	+0,2
20	—/—	—/—	15,25,35	56	17,9	0,91	25,3	62,5	11,3	0,99	69,2	243	2,51	+5,2
21	—/—	—/—	15,25,35	56	22,6	0,85	42,5	35,2	11,3	0,98	50,7	233	1,96	-2,4
22	Jansson, 58	—/—	25,35	720	5,33	0,91	13,3	15,9	2,8	1,00	46,8	226	1,91	-9,1
23	—/—	—/—	25,35	720	17,6	0,85	85,7	49,0	2,8	0,98	44,4	224	1,84	-10,8
24	Lomander et al, 98	—/—	0,3,5,15, 25	300	16,3	0,87	51,8	2,30	11,6	0,95	71,1	236	2,88	-2,5
25	—/—	под- почва	15,25	300	4,70	0,73	17,7	1,40	36,8	0,75	60,3	233	2,33	-4,1



Проведенные в нашей лаборатории эксперименты с зональными почвами и органомогенными материалами (торф, подстилка) по предложенной ранее методике, учитывающей межфазные взаимодействия CO₂ во влажной пористой среде [Смагин и др.,99] показывают, что зависимость интенсивности деструкции ОВ от влажности не явля-

ется монотонной и имеет экстремум (оптимум), приходящийся как правило, на область $0,7 < W/W_S < 0,9$ (Рис.7). В отдельных случаях (органогенные субстраты) помимо основного выявляется статистически достоверный второй максимум интенсивности разложения в области достаточно малых влажностей, связанный, по-видимому, с активностью ксерофильных групп микроорганизмов. В сухой почве ($W/W_S \leq 0,1-0,2$) биологическая активность практически не проявляется и интенсивность деструкции (выделения CO_2) приближается к нулю.

Для описания полученных закономерностей можно предложить следующую простую функцию фактора :

$$2.15 \quad f(W) = \left(\frac{W}{W_m} \right)^a \left(\frac{1-W}{1-W_m} \right)^b$$

где $a, b > 0$, W_m влажность максимума (оптимума), при которой разложение максимально ($f(W) = 1$): $W_m = a/(a+b)$. Величина $W = W/W_S$ (относительная влажность) и варьирует от 0 до 1. Чем выше значение a , тем шире диапазон начальных влажностей (сухая почва), при которой $f(W) \rightarrow 0$ (разложение практически отсутствует). Зная влажность экстремума (W_m) и подобрав значение a , удовлетворяющее требованию $f(W) \rightarrow 0$ для известного интервала начальных влажностей, легко определить b : $b = aW_m(1-W_m)$. Таким образом, 2.15 является фактически двухпараметрическим уравнением способным описать сложную зависимость $f(W)$.

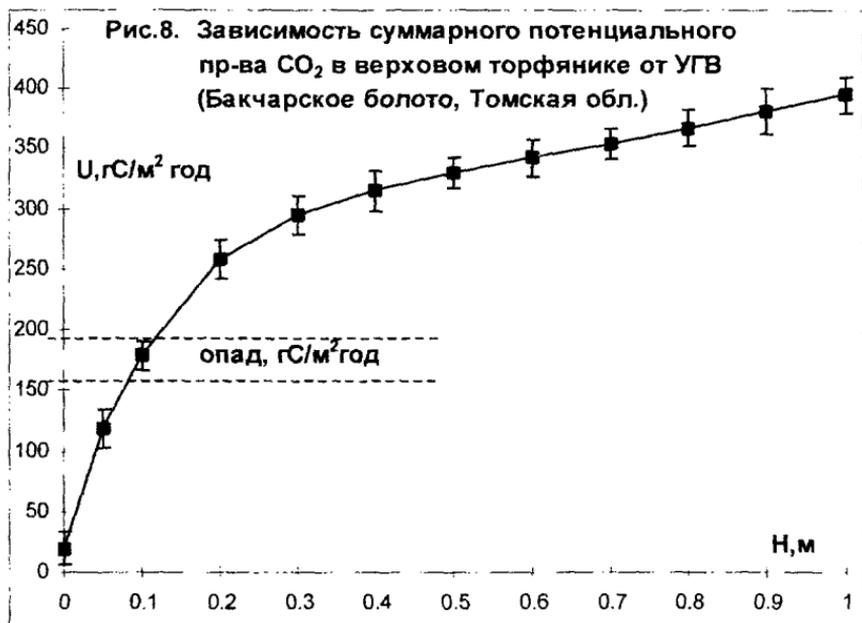
Результаты аппроксимации экспериментальных данных уравнением (2.15) приведены на рисунке 7^а. Для случая с двумя экстремумами интенсивности деструкции можно воспользоваться аппроксимацией с помощью полиномов высоких степеней: $f(W) = AW^{n-1} + BW^{n-2} + CW^{n-3} + \dots$ где $n \geq 3$, A, B, C — константы. Соответствующий график показан на рисунке 7^б. Поиск параметров предложенных уравнений $f(W)$ по экспериментальным данным осуществлялся с помощью программ SIGMAPLOT (Рис 7^а) и EXCEL (Рис 7^б) методом наименьших квадратов.

Зависимости $m(T)$ и $f(W)$ позволяют прогнозировать кинетику деструкции ОВ в меняющихся гидротермических условиях и осуществлять оценку газовой функции почв. В качестве примера приведем результаты определения отклика gross-продукции CO_2 верховым торфяником (Большое Васюганское болото, Западная Сибирь) на изменение уровня грунтовых вод (Н). В расчетах использовалась информация об основной гидрофизической характеристике (ОГХ) разных слоев

торфа (метод центрифугирования [Сагин и др., 99]) и обсуждаемые ранее зависимости скорости деструкции ОБ от гидротермических параметров (Рис.7) По ОГХ оценивался стационарный профиль влажности, как функция от положения уровня воды в болоте (Н). Далее с помощью численного интегрирования (среда MATLAB) скоростей деструкции ОБ по профилю Н определялась суммарная интенсивность выделения CO_2 (V_{CO_2}) слоями торфяника, находящихся над уровнем болотной воды. Результатом расчетов при последовательно изменявшемся Н стала зависимость V_{CO_2} (Н), представленная на рисунке 8. Из графика видно, что вначале продукция CO_2 и, соответственно, интенсивность деструкции торфа достаточно резко возрастают по мере осушения болота, а при дальнейшем понижении УГВ зависимость (Н) фактически становится линейной — скорость деструкции пропорциональна запасу ОБ (Н) (модель 2.3). График позволяет определить границы допустимого варьирования УГВ, при котором углеродный баланс в болоте будет неотрицательным. Для этого необходимо отложить на оси ординат величину поступления углерода в виде опада, которая при пересечении с графиком $V(H)$ даст значение абсциссы (Н) — верхней границы диапазона допустимого варьирования УГВ (Рис.8). Для исследуемого болота эта величина составляет около 10 см. То есть, если по каким-либо причинам УГВ опустится ниже указанной отметки, а продуктивность (опад) экосистемы существенно не возрастет, резонно ожидать потерь углерода в виде CO_2 и сработку торфяной залежи. По величине ($V_{(H)}$) легко оценить интегральную константу деструкции запаса ОБ мощностью Н, при известных плотностях торфа:

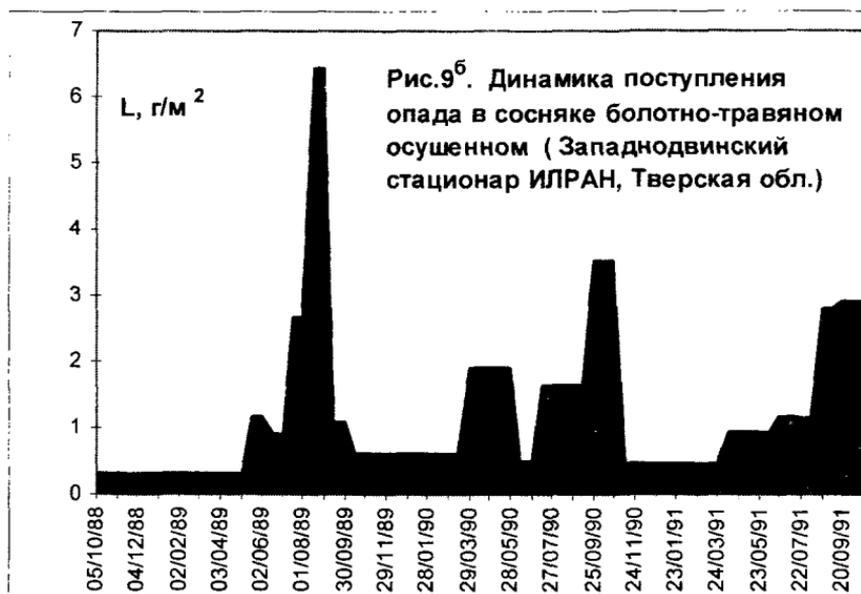
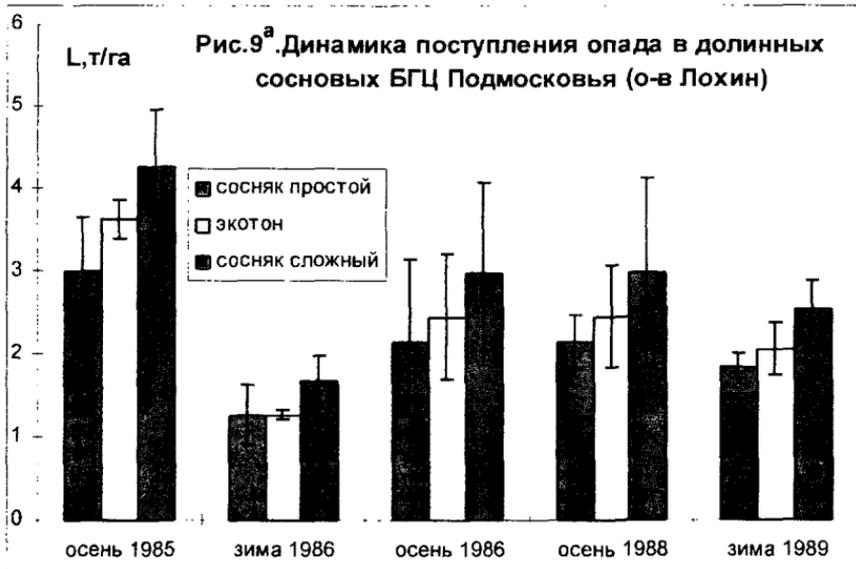
$$k = \frac{V}{H \int_0^{40} \rho_b dh} \quad ([V]=\tau/\text{гагод}, [\rho_b]=\tau/\text{см}^3, [h]=\text{см}, [k]=1/\text{год}, 40— \text{про-}$$

центное содержание углерода в торфе). Зная k, по модели 2.5 можно рассчитать за какое время торфяная залежь мощностью Н минерализуется до заданного уровня от стационарных запасов: $T=[\ln(C_0 - L/k)/(\alpha L/k)]/k$, где α — разница (в долях) между расчетным и стационарным уровнем ОБ в почве. Стационарный уровень, согласно 2.5 находится как L/k . Например, при УГВ=50см (Рис.8) величина $k=0,022$ 1/год, а величина среднегодового опада L для исследуемого болота не превышает 2 тС/га·год. Тогда разложение исходного количества ОБ



(150 тС/га) до стационарных запасов с точностью 10% ($\alpha=0,1$) осуществится за 85 лет. При отсутствии поступления ОВ ($L=0$) период полураспада торфяной залежи будет немногим более 30 лет ($T=\ln 2/k$).

Определив зависимость деструкции от гидротермических факторов (t^0, W), оценим еще один показатель, ответственный за *внешнюю организацию* системы "органическое вещество почвы", а именно — опад (L). Динамика его поступления согласно 2.5, 2.7, должна отражаться на изменениях запасов ОВ и, наряду с динамикой температуры и влажности может обуславливать немонотонное поведение исследуемой системы во времени. На рисунке 9 представлены графики сезонных и годовых изменений интенсивности опада в различных экосистемах и их парцеллах [Смагин и др., 92, Смагина, Смагин, 99]. Как видно из графиков, поступление ОВ в виде наземного опада происходит неравномерно в течение года и не ограничивается только осенними месяцами. Отметим также сильное варьирование этой величины в разные годы. Сходные закономерности, а именно, - периодичность поступления ОВ выявляется и при анализе динамики корневого



опада в степных БГЦ [Ковда, Смагин, Быстрицкая, 89].

Рассмотрим теперь, как периодичность поступления опада ($L_{(t)}$) отражается на поведении во времени запасов ОВ почвы. Для простоты выберем гармоническую функцию $L_{(t)}$ и исследуем систему 2.7 с двумя фракциями ОВ – детрит (С) и новообразованные гумусовые вещества (Н) [Смагин, 99]:

$$2.16 \quad dC/dt = L_0 \sin(\omega t) - kC; \quad dH/dt = aC - bH,$$

где L_0 – амплитуда среднегодового поступления опада с частотой ω , k, a, b – константы разложения, гумификации и минерализации ОВ.

Аналитическое решение 2.16 выглядит как [Смагин, 99]:

2.17

$$C_{(t)} = C_0 \exp(-kt) + A[k \sin \omega t - \omega \cos \omega t] + A$$

$$H_{(t)} = aC_0 \exp(-kt)/(b-k) + [aA\omega(b+k)/(\omega^2 + b^2)][(b/\omega) \sin \omega t - \cos \omega t] - (aA/b) [b \sin \omega t - 1] + H_n \exp(-bt).$$

$$H_n = H_0 - aC_0/(b-k) + aA\omega(b+k)/(\omega^2 + b^2) - aA/b; \\ A = L_0/(k^2 + \omega^2);$$

C_0, H_0 – начальные запасы детрита и гумуса.

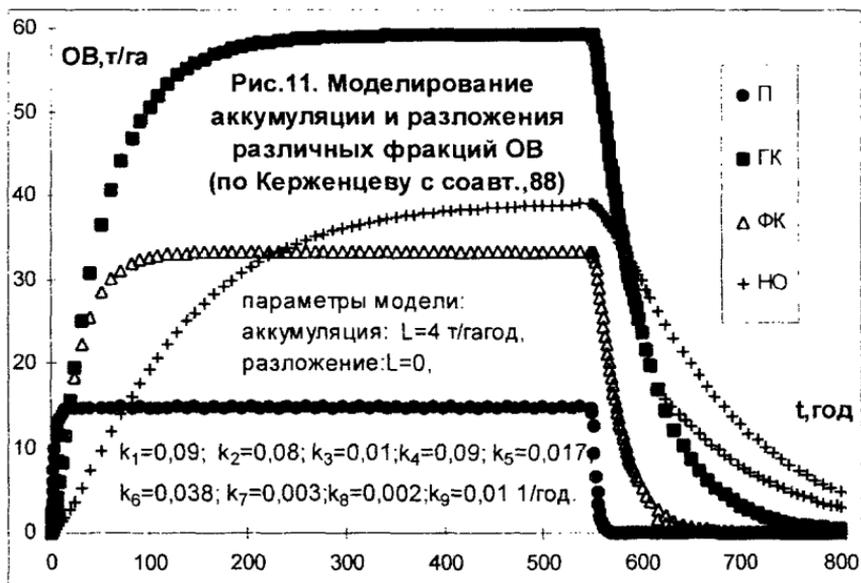
На рисунке 10 показана закономерность изменения ОВ почвы под воздействием периодичности поступления опада. Выбранные параметры модели характеризуют весьма интенсивную трансформацию ОВ, свойственную экосистемам широколиственных лесов на серых лесных почвах. Очевидно, что даже при строго периодической функции поступления опада (гармонические колебания), динамика ОВ описывается достаточно сложными кривыми с максимумами и минимумами, причем отдельные фракции ОВ характеризуются асинхронным поведением во времени со сдвигом экстремумов, отражающим запаздывание реакции линейной системы и ее компонентов на внешнее воздействие.

В заключение раздела перейдем к более сложным *поликомпонентным моделям* динамики ОВ, описывающим поведение во времени несколько (от 4 и более) фракций, связанных друг с другом балансовыми соотношениями. В отечественной литературе примеры таких моделей можно найти в работах Гильманова, [78], Мамихина, Тихомирова [84], Керженцева с соавт. [88], Бугровского [98] и ряда других исследователей. За рубежом определенную известность получили модели CENTURY [Parton et.al, 87], ROTHAMSTED [Jenkinson et.al, 87] (цит. по Driven by Nature, 97). Всех их объединяет одно качество, а именно – линейные связи между запасами фракций и скоростями их

**Рис.10 Влияние
периодичности поступления
опада на динамику ОБ
почвы**



трансформации. Как показано в наших работах [Смагин, 94,99] линейные структурные связи определяют однообразие качественных режимов поведения ОБ в подобных системах. При отсутствии внешних возмущающих факторов, динамика фракций ОБ соответствует монотонному движению к устойчивым стационарным (квазиравновесным) состояниям со скоростями, определяемыми кинетическими константами (k_i). Чем меньше k_i (более устойчивая к разрушению фракция), тем дольше время выхода на равновесный уровень. Заметим, что данные по динамике ОБ, оцениваемой подобными моделями весьма противоречивы. Например, в работе Машихина, Тихомирова [84] 95% оборот углерода в типичном мощном черноземе осуществляется за 450 лет в гор. А₀, 6000 лет – в А₁, 11000 – в АВ и 16000 лет в В. Для аналогичной почвы в исследовании Зеленской [96] получены величины на два порядка ниже: А₀ – 4 года, А₁ – 80 лет, АВ – 120 лет, В – 220 лет, ВС – 350 лет. При этом сам характер динамики в обеих моделях абсолютно идентичен – монотонное стремление к стационарному состоянию по экспоненциальным траекториям. В качестве иллюстрации такого режима приведем результаты численного решения модели Керженцева с соавт. [88], описывающей динамику четырех фракций ОБ почвы – П – подстилки, ГК – гуминовых кислот, Ф – фульвокислот, НО – негидролизуемого остатка:



$$2.17 \quad \begin{aligned} d\Pi/dt &= L - (k_1 + k_2 + k_3 + k_4)\Pi \\ dГК/dt &= k_2\Pi - (k_5 + k_7)ГК \\ dФК/dt &= k_4\Pi - (k_6 + k_8)ФК \\ dНО/dt &= k_3\Pi + k_7ГК + k_8ФК - k_9НО \end{aligned}$$

где k_i – кинетические константы минерализации и гумификации ОВ, L – опад. Как видно, многолетняя динамика различных фракций ОВ монотонна и подчиняется указанным выше закономерностям – стремлению к устойчивому равновесию (Рис.11). Этот результат, равно как и стационарные значения переменных ОВ можно получить аналитическим путем, не прибегая к численному решению [Смагин, 99].

Во втором примере рассмотрим более сложную модель, где наряду с переменными запасов ОВ присутствует показатель биомассы микроорганизмов [Van der Linden, 87, Cao et al, 95] (цит. по Glagolev et al, [98]).

$$2.18 \quad \begin{aligned} dX_1/dt &= -k_1X_1 + \alpha(L + k_4X_4) \\ dX_2/dt &= -k_{23}X_2 - k_{24}X_2 + (1 - \alpha)(F + k_4X_4) \\ dX_3/dt &= Y_{23}k_{23}X_2 - k_3X_3 \\ dX_4/dt &= Y_1k_1X_1 + Y_{24}k_{24}X_2 + Y_3k_3X_3 - k_4X_4 \\ d[CO_2]/dt &= (1 - Y_1)k_1X_1 + (1 - Y_{24})k_{24}X_2 + (1 - Y_3)k_3X_3 \end{aligned}$$

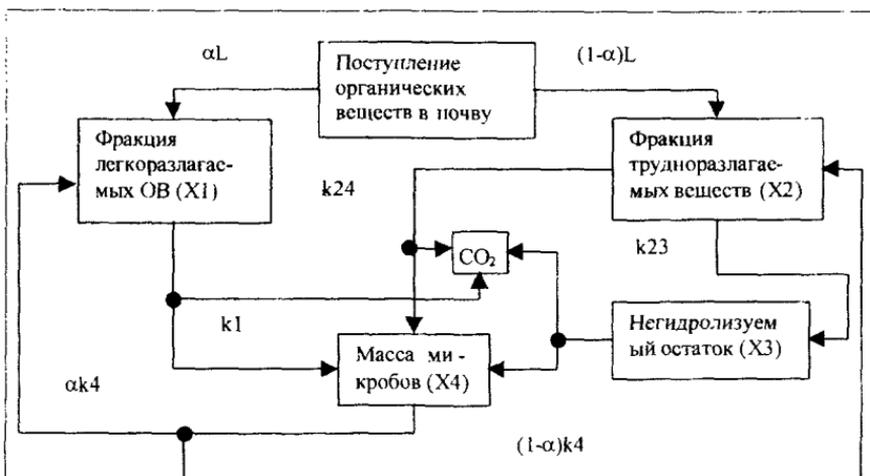
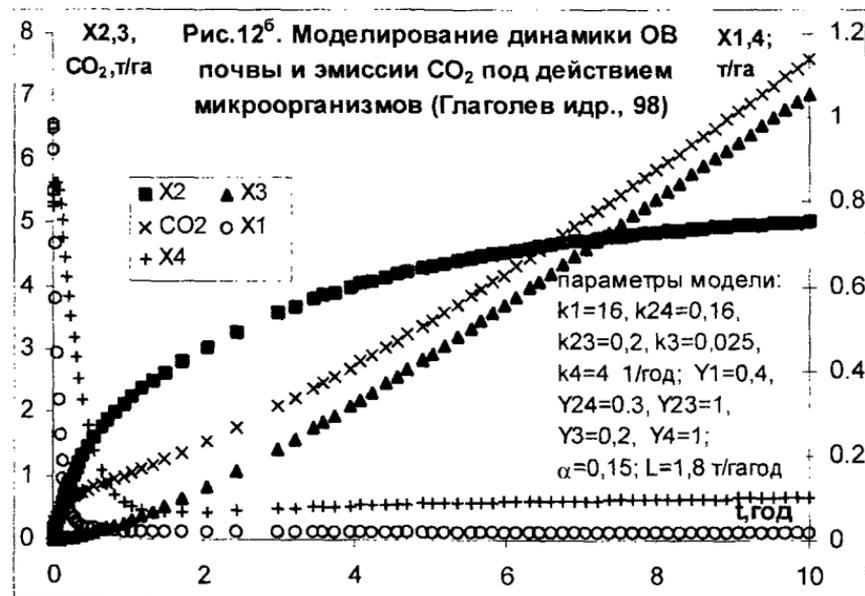


Рис.12^а Блок-схема линейной олигокомпонентной модели деструкции ОВ под действием микроорганизмов



Модель описывает динамику ОВ и эмиссию углеродсодержащих парниковых газов при деструкции органического углерода трех фракций ОВ – легко и трудно разлагающихся компонентов детрита (X_1 , X_2) и устойчивого гумуса (X_3) (Рис12^а). Интенсивности трансформации ОВ линейно связаны с их запасами и биомассой микроорганизмов (X_4) посредством кинетических констант k_i и экономических коэффициентов Y_i . (см. уравнения 2.18). Если в предыдущих линейных моделях связи между переменными состояния были только прямыми (вариант «б» из гл.1), то в структуре данной системы существуют обратные связи (вариант «а»), однако в силу их линейности ожидать качественно новых режимов динамики системы не приходится (Рис12^б). Запасы микробной массы и детрита достаточно быстро выходят на стационарный уровень, монотонно возрастая или убывая, в зависимости от исходного состояния. Для стабилизации накопления устойчивых специфических ОВ требуется большее время, поэтому на графике, где временной масштаб ограничен 10 годами, выход на равновесие этой фракции проследить не удастся. Кривая эмиссии CO_2 также возрастает, поскольку является кумулятивной и отражает суммарное поступление газа при деструкции всех фракций ОВ. Постепенно она приближается к асимптоте с угловым коэффициентом $\gamma=0,78$, численно равным величине среднегодовой эмиссии CO_2 . Таким образом ежегодное выделение CO_2 в стационарном состоянии составляет 0,78 тС/га или при периоде биологической активности 150 сут - около 80 мг CO_2 /м²час, что характерно для моделируемой болотной экосистемы олиготрофного типа.

Теоретически переход от чисто почвенных моделей к более сложной системе «биоценоз-почва», содержащей наряду с переменными ОВ показатели биомасс, даже при линейных структурных связях может сопровождаться потерей устойчивости [Смагин, 94]. Однако в реальных природных системах в ходе эволюции вырабатывались и отбирались временем такие оптимальные формы связей, которые обеспечивали автономность и возможность устойчивого функционирования этих сложных единств. Речь о подобных связях пойдет в следующей главе, посвященной нелинейным моделям. А пока резюмируем некоторые положения данного раздела:

- 1) Распространение и успех линейных моделей трансформации ОВ в почвоведении обусловлены их относительной простотой и достаточно хорошим соответствием результатов моделирования реальным данным.
- 2) Линейные модели трансформации ОВ не способны воспроизводить сложные динамические режимы (колебания, скачкооб-

разные переходы, хаос) в неизменных внешних условиях. Их траектории монотонны и описывают постепенное закономерное движение к единственному ориентиру – устойчивому стационарному состоянию.

- 3) Сложное (немонотонное) поведение ОВ во времени трактуется в рамках линейных моделей как результат сложного внешнего воздействия, которое формируется в виде зависимостей констант разложения от меняющихся гидротермических условий (T , W) и других факторов среды, а также представлено нерегулярным источником (поступлением ОВ с опадом). При этом существует запаздывание в реакции линейной системы на внешнее воздействие.
- 4) Линейные модели символизируют парадигму и факторного почвоведения или идею о доминировании внешней организации почвы как открытой системы. На самом деле биокосные системы являются сложными динамическими образованиями с комплексом специфических внутренних (структурных) связей, по большей мере нелинейных, что обуславливает их устойчивость и возможность функционирования за пределами равновесия (самоорганизацию) в виде сложных динамических режимов [Смагин, 99]. Их анализу будет посвящен следующий раздел данной работы.

Нелинейные кинетические модели динамики запасов органического вещества почвы.

Рассмотрим качественно новый тип моделей динамики ОВ, в которых связи между переменными состояниями ОВ (запасами) и скоростями его трансформации носят нелинейный характер. *Нелинейные структурные связи* – неотъемлемый компонент организации сложных динамических систем, каковыми являются биокосные единства. Согласно теории динамических систем (глава 1), наличие нелинейных связей обуславливает сложные режимы функционирования таких объектов, их устойчивость и гибкую реакцию на внешнее воздействие, способность к самоорганизации за пределами равновесных (стационарных) состояний. Необходимо заметить, что хотя косные компоненты сами по себе могут демонстрировать вышеупомянутые качества сложных динамических систем (например, организация движения флюидов в пористом теле [Смагин 99]), основные структурные нелинейные связи формируются между живыми и неживыми компонентами биокосного единства. Именно они обуславливают его целостность и устойчивое функционирование. Здесь же следует упомянуть еще один источник сложного поведения биокосных систем – связи между организмами (популяциями). Однако, этот предмет в отличие от предыдущего детально исследован в биофизике и математической экологии [Смит, 76, Марри, 83, Рубин, 87, Рубин с соавт., 87, Свирежев, 87]. В данной работе акцентируется внимание на связях «живое-косное», подразделяющихся на прямые (воздействие живого вещества на субстрат, организация субстрата) и обратные (влияние субстрата на живое вещество). Подобная структура связей, присущая биокосным объектам дает основание считать их самоорганизующимися системами [Смагин, 89, 99].

Наиболее яркое проявление самоорганизации биокосных систем связано с динамикой ОВ. Биогенная аккумуляция ОВ в верхних слоях почвы способствует организации минерального субстрата, формированию биогенного плодородия, которое, в свою очередь, влияет на рост и развитие биоценоза, то есть замыкает петлю обратной связи в биокосном единстве. При этом, как показывает опыт количественных исследований динамики биокосных единств в подавляющем большинстве случаев, упомянутые структурные связи носят нелинейный харак-

тер. Исключение составляет, пожалуй, единственная прямая связь — воздействие автотрофов на субстрат в виде опада. Обычно источник ОВ (опад) принимается пропорциональным фитомассе, что соответствует фактическими данными для разнообразных экосистем [Родин, Базилевич, 65 Казимиров и др., 77, Смагин, 94]. Функциональные связи между количеством субстрата и скоростью его потребления (ростом, продуктивностью организмов) — нелинейны. Как правило, они задаются в виде произведения запасов биомассы организмов (В) и трофической функции $\mu_{(x)}$, зависящей определенным образом от концентрации (запаса) субстрата (X):

$$3.1 \quad v = V\mu_{(x)}$$

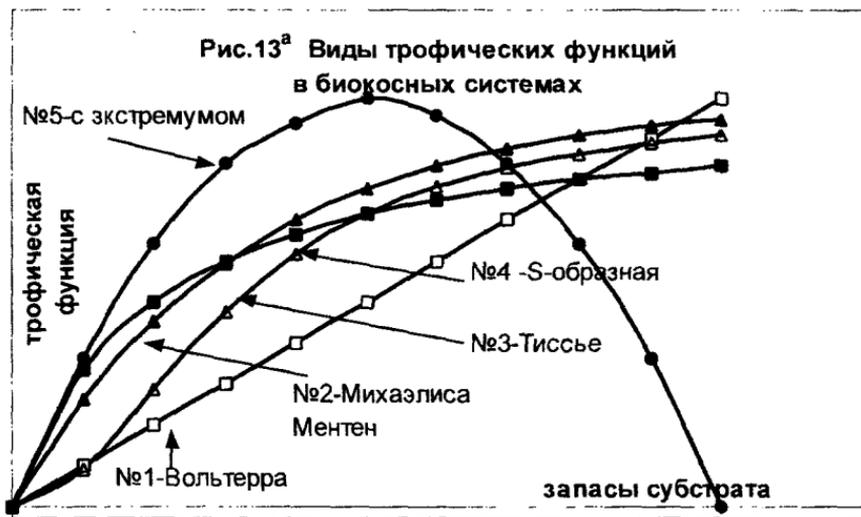
Наиболее распространенной формой трофической функции является уравнение Михаэлиса-Ментен:

$$\mu_{(x)} = \mu_0 X / (\alpha + X),$$

показывающее, что с ростом концентрации субстрата (X), его потребление тоже увеличивается, но не беспредельно, а до фиксированной величины μ_0 (Рис.13). Если количество субстрата мало ($X \ll \alpha$, α — константа Михаэлиса), трофическая функция редуцируется до линейного соотношения ($\mu = \mu_0 X$) — (уравнение Вольтерра). Такой вид связи часто применяется в моделях "хищник-жертва", и "субстрат-потребитель" при описании потребления вещества (субстрата, биомассы жертвы) организмами с концентрацией В: $v = \mu_0 VX$. Во многочисленных нелинейных моделях трансформации ОВ почвы чаще всего используются приведенные выше функции Вольтерра ($v = \mu_0 VX$) и Михаэлиса-Ментен ($v = \mu_0 VX / (\alpha + X)$), а также самолимитирования роста организмов (логистическая функция): $v = \mu_0 V(1 - V/K)$ [Бондаренко с соавт. 81, Александров, Логофет, 85, Рыжова, 92, 99]. В работе Ионенко с соавт [86] логистическая функция применена для описания кинетики гумификации: $v = k[(1 - X) - (1 - X)^2]$.

Чаще всего нелинейные взаимоотношения учитываются при анализе динамики ОВ субстрата под действием биомассы микроорганизмов [Перт, 78, Бондаренко с соавт., 81, Паников, 88, Паников с соавт., 88, Горбенко, Паников, 89, Смагин, 99, Paris et al, 81, Driven by Nature, 97..]. Реже встречаются модели, в которых анализируется нелинейная обратная связь в системе "фитоценоз-почва", то есть — влияние ОВ почвы на продуктивность растительных сообществ [Александров, Логофет, 85, Пегов, Хомяков, 91, Рыжова, 92, 95, Смагин, 89, 94, 99, Смагин и др., 92].

Продолжая характеристику формализации нелинейных связей в биокосных системах, отметим, что функции с насыщением (типа Михаэлиса-Ментен) как и вольтерровского типа, по-видимому, огра-



ничены в применении определенным диапазоном концентраций ОВ. Превышение этого диапазона приводит к хорошо известному в биофизике эффекту ингибирования субстратом (продуктом) [Рубин и др., 87]. Мы говорим о субстрат-продуктном угнетении, поскольку наряду со специфическим ОВ почвы и удерживаемыми гумусом питательными веществами в состав органического субстрата почвы входит мортмасса (детрит), причем не только растительная, но и микробная. Последнее дает основание рассматривать субстрат в качестве продукта органического синтеза в биокосных системах.

Механизм субстрат-продуктного угнетения для ОВ почвы до конца не исследован, хотя можно предположить, что аккумуляция больших количеств углерода в виде полифенольных или других аллелопатически активных соединений [Райс, 78] ингибирует рост как высших растений, так и микроорганизмов. Не исключено действие специфических регуляторов роста или токсинов, выделяющихся в окружающую среду в процессе жизнедеятельности организмов или после их гибели. В целом при определенном содержании ОВ почвы проявляется его позитивное воздействие на рост организмов вплоть до некоторого оптимума. По прошествии этого оптимума начинает доминировать субстрат-продуктное угнетение, снижающее интенсивность роста вплоть до нуля при критических значениях запасов ОВ (отдельных соединений). На графике зависимости удельной скорости роста от количества субстрата (Рис. 13^б) можно выделить, соответственно, три характерных участка. На первом трофическая функция линейно возрастает с увеличением концентрации субстрата (уравнение Вольтерра). Далее — на втором, она постепенно замедляется и выходит на плато (уравнение Михаэлиса-Ментен). И, наконец, на третьем, при накоплении больших количеств субстрата, функция роста начинает снижаться, в пределе — до нулевого значения. Как уже отмечалось в нашей работе [Смагин, 99] подобное ингибирование субстратом (метаболитами) может вызывать дестабилизацию функционирования нелинейной системы в окрестности стационарного состояния (равновесия) и служить предпосылкой самоорганизации за его пределами в виде колебательных динамических режимов. По-видимому, принцип оптимума или экстремальная зависимость скорости роста организмов от потребляемых веществ (воды, органических и минеральных субстратов), других экологических факторов (T , P_w , $ОВП$, pH , $ЕС...$) в открытой биокосной системе может приводить к таким эффектам.

Обратимся к характеристике конкретных моделей трансформации ОВ в зависимости от вида нелинейных связей, присутствующих в структуре биокосной динамической системы. Одна из первых нели-

нейных моделей динамики ОВ в отечественном почвоведении принадлежит И.М. Рыжовой [92,95]:

$$3.2 \quad \begin{aligned} \frac{dH}{dt} &= \frac{k_0 P_0 X}{\alpha + X} - k_3 H \\ \frac{dX}{dt} &= k_2 H - k_1 X + C \end{aligned}$$

Здесь H , X — запасы детрита и гумуса, P_0 — потенциальная продуктивность фитоценоза, α — характерный запас гумуса, при котором продуктивность равна половине от потенциальной (аналог константы Михаэлиса), k_0 — доля чистой первичной продукции, ежегодно включающейся в деструкционные процессы, $k_{3,2}$ — константы разложения и гумификации детрита, k_1 — константа минерализации гумуса, C — результирующая скоростей абиогенного привноса и выноса ОВ.

В модели применена нелинейная трофическая функция с насыщением (уравнение Михаэлиса-Ментен), формализующая обратную связь между продуктивностью (синтезом фитомассы) и запасами ОВ почвы (субстрата) в виде гумуса (Рис. 13). Используя стандартную технику (глав. 1), оценим устойчивость стационарных состояний системы, которые легко найти, приравняв первые части уравнений 2.3 к нулю. Для простоты положим $C=0$ (баланс абиотических потоков ОВ), что, кстати, весьма типично для стационарных природных экосистем [Паулюнявичус, 72]. Выражения для стационарных запасов гумуса и детрита имеют вид:

$$3.3 \quad \bar{H} = \frac{k_0 P_0}{k_3} - \alpha \frac{k_1}{k_2}; \quad \bar{X} = \frac{k_2 k_0 P_0}{k_3 k_1} - \alpha$$

Помимо 3.3 система допускает тривиальные стационары $\bar{X}, \bar{H} = 0$.

Найдем корни характеристического уравнения (1.4):

$$3.4 \quad \lambda_{1,2} = 0,5 \left[-(k_1 + k_3) \pm \sqrt{(k_1 + k_3)^2 + \frac{4k_3^2 k_1^2 \alpha}{k_0 P_0 k_2} - 4k_1 k_3} \right]$$

Очевидно, подкоренное выражение не может быть отрицательным, поскольку его можно свести к виду:

$$\left[(k_1 - k_3)^2 + \frac{4k_3^2 k_1^2 \alpha}{k_0 P_0 k_2} \right]. \text{ Это означает, что колебательные режимы в}$$

системе отсутствуют. Однако в ней возможно возникновение структурной неустойчивости (стационарная точка "седло"), если $\alpha < k_2 k_0 P_0 / k_1 k_3$. И, наоборот, при $\alpha > k_2 k_0 P_0 / k_1 k_3$, рассматриваемая система будет устойчива. В работах Рыжовой [92,95] аналогичный результат получен с использованием альтернативной методики характеристического потенциала. Для полной модели 3.2 условие устойчивости выглядит как:

$$3.5 \quad \alpha < \frac{(\sqrt{k_2 k_0 P_0} - \sqrt{k_3 C})^2}{k_1 k_3}$$

Полагая $C=0$, имеем ранее полученное выражение:

$$3.6 \quad \alpha < \frac{k_2 k_0 P_0}{k_1 k_3}$$

Сравнивая 3.6 с формулами для расчета стационарных запасов ОВ (3.3), убедимся, что все имеющие физический смысл, неотрицательные стационары исследуемой системы будут устойчивы, поскольку для них всегда выполняется условие 3.6. Таким образом, система 3.2 при $C=0$ является устойчивой и демонстрирует во времени монотонное движение к стационарному состоянию типа "устойчивый узел". Этот вывод подтверждается численными экспериментами с моделью 3.2 (среда MATLAB) при указанных автором модели [Рыжова, 92] кинетических параметрах. Выход на равновесие запасов детрита чернозема осуществляется за 300-400 лет, а гумуса — 800-1000 лет (рис. 14), что на наш взгляд маловероятно, если учесть небольшие ($\bar{N}=2-3\text{т/га}$; $\bar{X}=20-25\text{т/га}$) стационарные значения.

При наличии абиотических потерь ($C < 0$) в системе появляются две пары стационарных состояний:

$$3.7 \quad X_{1,2} = \frac{k_2 k_0 P_0 - \alpha k_3 k_1 - k_3 C \pm \sqrt{(k_2 k_0 P_0 - \alpha k_3 k_1 - k_3 C)^2 - 4k_1 k_3^2 \alpha C}}{2k_1 k_3}$$

$$H_{1,2} = \frac{k_1 \bar{X}_{1,2}}{k_2}$$

Из них одна пара (\bar{X}_1, \bar{N}_1) — устойчивые, а другая (\bar{X}_2, \bar{N}_2) — неустойчивые. Критерий устойчивости (3.5) может быть трансформирован в более удобный, позволяющий сразу оценить имеющиеся стационарные состояния (\bar{X}):

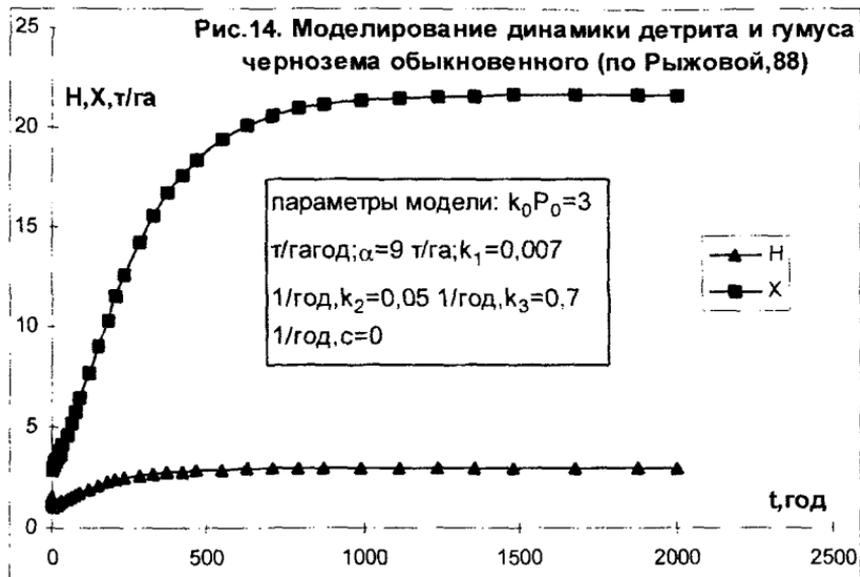
$$3.8 \quad \frac{k_2 k_0 P_0 \alpha}{(\alpha + \bar{X})} < k_1 k_3$$

Например, исследуемая в численном эксперименте комбинация параметров при $C=0,03$ т/га год дает $\bar{X}_1=14,7$, $\bar{N}_1=2,62$, $\bar{X}_2=2,66$, $\bar{N}_2=0,97$ т/га. Согласно 3.8, \bar{X}_1, \bar{N}_1 — устойчивы, а \bar{X}_2, \bar{N}_2 — неустойчивы. Задавая в численных экспериментах начальные условия X_0, N_0 , близкие к устойчивым стационарным состояниям, получаем монотонные траектории выхода системы на равновесный уровень, аналогичные рис. 14. Если X_0, N_0 близки к значениям X_2, N_2 , происходит срыв работы вычислительной программы и траектории резко устремляются в отрицательную область, что тождественно разрушению системы.

Описанное выше поведение в неустойчивом состоянии, наряду с возможностью существования отрицательных стационаров, снижает ценность модели 3.2 и, соответственно, затрудняет прогноз динамики ОВ на ее основе. Если бы реальные природные системы разрушались при потере устойчивости подобным образом, их бы неминуемо вытеснили в ходе эволюции более совершенные устойчивые и гибкие системы. Поэтому цель исследователей, занимающихся моделированием динамики ОВ, должна состоять в поиске тех структурных связей, которые обеспечивают устойчивое состояние биокосных систем и объясняют их достаточно сложное поведение (самоорганизацию) как отклик на внешние нагрузки.

Такая цель была поставлена в наших работах [Смагин, 94, 99], где на примерах известных в экологии и почвоведении нелинейных связей между взаимодействующими компонентами биокосных систем анализировались их устойчивость и потенциальные режимы функционирования. Обратимся к наиболее интересным вариантам моделей нелинейных систем "биоценоз-почва", в которых наряду с переменными запасов ОВ почвы присутствуют показатели биомасс живых организмов

Рис.14. Моделирование динамики детрита и гумуса чернозема обыкновенного (по Рыжовой,88)



мов, участвующих в синтезе и (или) разложении ОВ. Тем самым осуществим переход к более сложным динамическим системам, обладающим целостностью.

При исследовании динамики ОВ сосновых экосистем на песчаных почвах нами была предложена следующая модель [Смагин и др. 92, Смагин, 93,94]:

$$3.9 \quad \frac{dB}{dt} = \frac{k_0 B}{(1 - \alpha) X} + bX - (k_1 + k_2) B$$

$$\frac{dX}{dt} = k_2 B - \gamma X$$

B, X — запасы фитомассы и ОВ почвы, k_0, k_1, k_2 — константы синтеза, дыхания и отмирания фитомассы, γ — константа деструкции ОВ почвы, $0 < \alpha < 1$ — показатель качества ОВ почвы в ряду от "мор" к "мюль", b — параметр вовлечения в фитомассу элементов (соединений), фиксируемых ОВ почвы.

В модели заложена упоминаемая ранее двойственная связь между скоростью роста фитомассы лесного БГЦ и ОВ почвы. С одной стороны — положительное воздействие (bX), поскольку ОВ почвы

служит источником элементов питания, H_2O и CO_2 , а с другой — ингибирование при наличии достаточно большого количества специфических веществ, обладающих аллелопатическим эффектом. Стационарные состояния модели имеют вид:

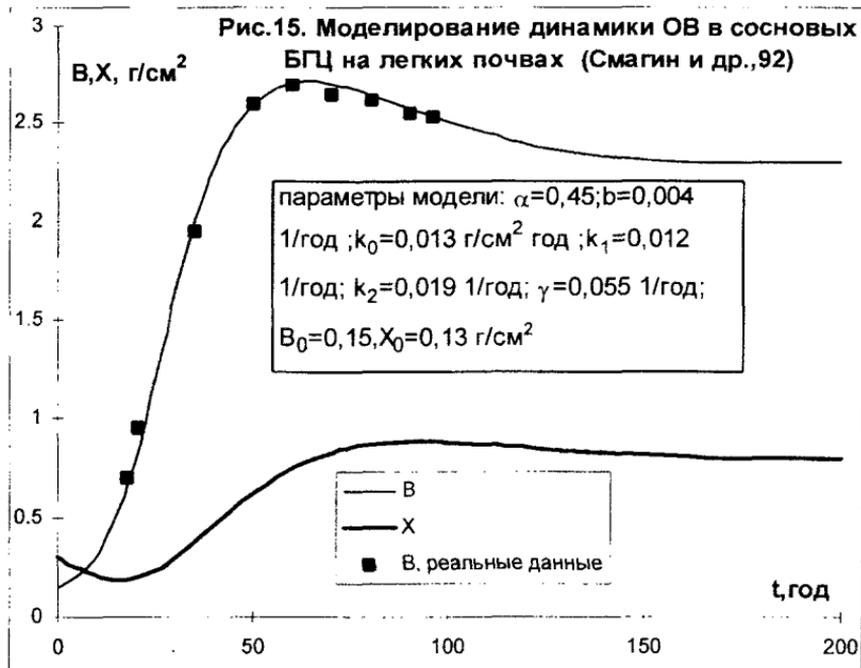
$$3.10 \quad \bar{X} = \frac{k_0 \gamma}{(1 - \alpha) [\gamma (k_1 + k_2) - k_2 b]}; \quad \bar{B} = \frac{\gamma X}{k_2}$$

Используя стандартную технику, находим корни характеристического уравнения системы:

3.11

$$\lambda_{1,2} = 0,5 \left[- \left(k_2 b / \gamma + \gamma \right) \pm \sqrt{\left(k_2 b / \gamma + \gamma \right)^2 + 4 k_2 b - 4 \left(k_1 + k_2 \right) \gamma} \right]$$

Анализируя 3.11, приходим к выводу о тотальной устойчивости системы 3.9 по типу "устойчивый узел-устойчивый фокус" с условием бифуркации: $(k_2 b / \gamma + \gamma)^2 + 4 k_2 b = 4 (k_1 + k_2) \gamma$. Действительная часть корней $\lambda_{1,2}$ всегда отрицательна $-(k_2 b / \gamma + \gamma) < 0$. При этом исключается возможность появления неустойчивой точки типа "седло", так как выражение $k_2 b - (k_1 + k_2) \gamma$ должно быть положительным для всех реальных значений $\bar{B}, \bar{X} > 0$. Следовательно, система устойчива в окрестности стационарного состояния, причем возможны как монотонные (устойчивый узел), так и колебательные (устойчивый фокус) режимы. Нетрудно показать, что затухающие колебания для реальных значений возникают в окрестности стационарных состояний при $b=0$ (слабое биогенное плодородие) и $\gamma < 4(k_1 + k_2)$ (значительное превышение удельных показателей диссимиляции в фитоценозе над деструкцией ОВ почвы). Этот вариант, по-видимому, соответствует начальным стадиям сукцессий, при которых система находится в "жестких" условиях лимита вещества и для сохранения устойчивости и целостности ей приходится существовать в колебательном режиме. По мере аккумуляции ОВ почвы, растет биогенное плодородие, реализующее положительную обратную связь в системе "биоценоз-почва" ($b > 0$), и режим ее функционирования становится ровным (бесперебойным), что соответствует достаточному количеству вещества для осуществления внутренней автономии. Численные эксперименты с моделью (3.9) иллюстрируют описанные выше закономерности, а сравнение расчетных и экспериментальных данных по динамике фитомассы сосновых БГЦ подтверждает адекватность модели (Рис. 15). В частности, модель удачно воспроизводит форму кривых роста фитомассы лесных ценозов с одновершинным максимумом в период спелости древостоя. Формирование стационарного запаса ОВ почвы под лесом происходит за



время, соизмеримое с периодом развития фитоценоза, что соответствует данным о сукцессионной динамике лесных БГЦ [Вайчис, 69,73, Пономаренко, 88, Смагин и др., 92, Ball, Williams, 74, Jaukiainen, 73, Singleton, Lavkulich, 87].

Хотя режимы типа затухающих колебаний известны в лесной экологии [Казимиров и др. 77], их вряд ли можно считать типичными. Более вероятно монотонное движение к устойчивым стационарным состояниям, соответствующее первичным сукцессиям (например, экогенез долинных БГЦ) или релаксациям после внешних нарушений (рубка леса, пожаров...)

В связи с этим, при обобщенных оценках динамики системы "фитоценоз-почва", можно использовать упрощенные модели, основанные на нелинейных логистических функциях роста [Смагин, 99]:

$$3.12 \quad \frac{dB}{dt} = rB \left(1 - \frac{B}{K} \right)$$

$$\frac{dX}{dt} = kB - \gamma X$$

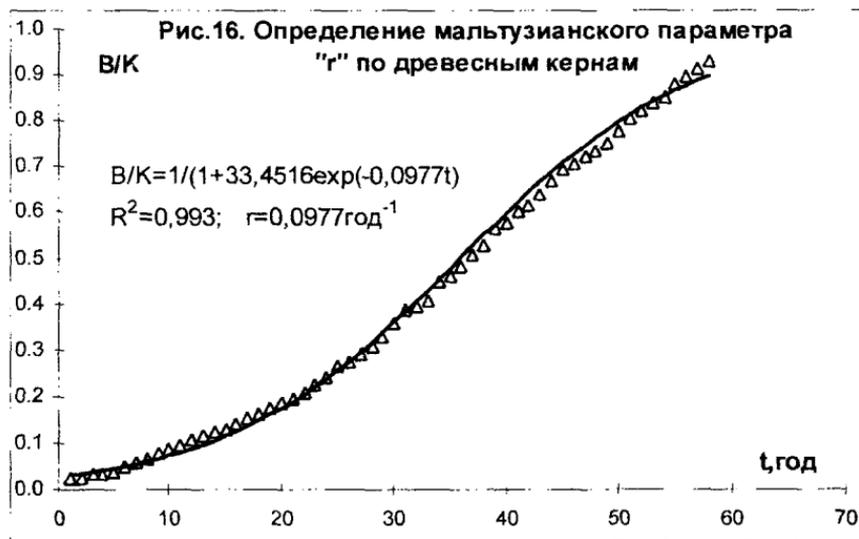
Здесь γ — мальтузианский параметр роста фитомассы, K — "емкость среды", соответствующая предельному значению биомассы вида (сообщества) организмов в данных экологических условиях, k , γ — константы поступления ОВ в почву в виде опада и его деструкции. Нелинейная функция $(-B^2/K)$ описывает эффект самолимитирования (ограничения роста) биомассы по мере заполнения потенциальной емкости среды (K). Источник ОВ почвы в виде опада пропорционален фитомассе (kB), что задает прямую связь между уровнями системы (3.12) и позволяет анализировать динамику накопления (убыли) ОВ почвы в зависимости от продуктивности фитоценоза. По необходимости можно ввести разделение ОВ почвы на фракции, используя вместо второго уравнения (3.12) линейную модель трансформации ОВ типа 2.7 ($L=kB$). Дальнейшая модернизация (3.12) может идти по пути учета обратных связей в виде влияния ОВ почвы на скорость роста фитомассы и на "емкость среды" (K) (см. ниже). Однако это существенно усложняет модель. В первоначальном виде система 3.2 имеет аналитическое решение и вполне удовлетворительно воспроизводит S-образные кривые роста растений, известные в фитоценологии [Карманова, 76; Кузмичев, 77].

Оценим устойчивость (3.12). Поскольку первое уравнение определяет динамику системы в целом и не зависит от второго, можно ограничиться лишь его рассмотрением. Очевидно, логистическая функция роста 3.12 допускает два стационарных состояния $\bar{B} = 0$ и $\bar{B} = K$. Нулевое значение неустойчиво:

$$\left(\gamma B \left(1 - \frac{B}{K} \right) \right)'_{B=0} = \left(\gamma - 2\gamma B / K \right)_{B=0} = \gamma > 0,$$

а предельное значение B , равное "емкости среды", напротив, устойчиво $\left(\gamma - 2\gamma B / K \right)_{B=K} = -\gamma < 0$. Поэтому, из любого положения, определяемого исходной биомассой B_0 , система со временем монотонно переходит в устойчивое стационарное состояние $\bar{B} = K$. Контролируемые динамикой фитомассы изменения ОВ почвы будут аналогичными — стремление к устойчивому стационарному состоянию $\bar{X} = Kk/\gamma$.

Модель может представлять интерес при оценке темпов изменений запасов фитомассы и ОВ почвы различных угодий на базе региональных ГИС. По картам запасов фитомассы и ее продуктивности (опада), а также данным о мортмассе (ОВ почвы) легко оценить параметры модели в текущем состоянии угодий, считая его стационарным (квазиравновесным). После чего, используя встроенную в ГИС систе-



му 3.12, можно осуществить прогноз деградации и формирования (восстановления) исходного состояния угодий при различных вариантах природопользования. Синхронно определяется газовая функция растительного покрова в виде стока CO_2 , и почвенного — в виде его источника. При исследованиях в лесных экосистемах советуем проводить оценку наиболее важного кинетического параметра r , ответственного за скорость синтеза OB , по древесным кернам (годовичным кольцам) (Рис. 16). С этой целью модель 3.12 приводится к безразмерному виду посредством нормировки по K : $b=B/K$, $0 < b < 1$; $db/dt = rb(1-b)$. Аналитическое решение такой модели выглядит как:

$$3.13 \quad b(t) = \frac{1}{1 + B_0 \exp(-rt)}$$

где B_0 — начальные запасы фитомассы.

Для определения r по экспериментальным данным $b(t)$ можно воспользоваться программой SIGMAPLOT, позволяющей осуществить эту операцию методом наименьших квадратов (Рис. 16). Если у пользователя отсутствует подобная программа, можно трансформировать 3.13 в линейное уравнение $f = rt - m$, где $f = \ln[(1-b(t))/b(t)]$, $m = \ln B_0$. Далее, располагая экспериментальные данные в координатах $f(t)$, находим искомый параметр r , как тангенс угла наклона полученной прямой. Для оценки $b(t)$ по годовичным кольцам данные текущего радиального прироста, возведенные в квадрат, делятся на квадрат максимального ра-

диуса дерева: $b_{(t)} = R_{(t)}^2 / R_{\max}^2$. Операция оценки проводится по представительной выборке типичных для исследуемого БГЦ деревьев, после чего определяются среднее значение и доверительный интервал $\pm \Delta g$.

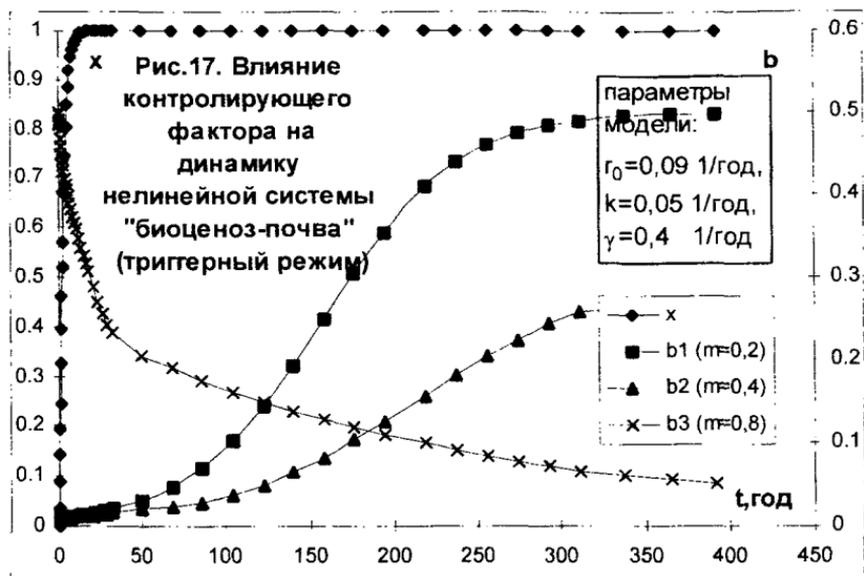
Усложним модель 3.12, учитывая обратную связь между почвенным плодородием и скоростью роста фитомассы. Резонно ожидать от систем такого рода качественно новых режимов функционирования, в частности — *триггерных* ("триггер" — переключатель). Такие режимы описывают потенциальные переходы из одного стационарного состояния в другое в зависимости от контролирующего фактора (уровня плодородия). Например, по достижении некоего критического уровня, рост биомассы становится невозможен и организмы погибают ($\dot{B} = 0$). Если уровень плодородия превышает критический — биомасса постепенно достигает своего стационарного значения, равного "емкости среды". Цель исследователя — определить область допустимых значений показателей системы и контролирующих факторов, при которых не происходит ее разрушения. Напомним, что одна из первых попыток решения подобной задачи в отечественном почвоведении принадлежит И.М. Рыжовой [92, 95]. Однако, приведенный вначале главы анализ указывает на некоторое несовершенство используемой в этих работах модели, в связи с чем мы предлагаем ниже другие уравнения, основанные на сопряжении логистической функции роста и функции Михаэлиса-Ментен, формализующей обратную связь в нелинейной системе "фитоценоз-почва". Наиболее простой вариант модели, обладающей триггерными свойствами имеет вид:

$$3.14 \quad \begin{aligned} \frac{dB}{dt} &= \frac{r_0 BW}{W + \alpha} - kB - \frac{kB^2}{K} \\ \frac{dW}{dt} &= P - \gamma W \end{aligned}$$

здесь W — запасы возобновимого ресурса, например, влаги, поступающей в почву с интенсивностью P (осадки) и удаляющейся из нее с удельной скоростью γ . Влага контролирует рост фитомассы согласно кинетике Михаэлиса-Ментен (α — константа Михаэлиса). Наряду с синтезом осуществляются диссимиляционные потери фитомассы ($-kB$)

и самолимитирование ($-\frac{kB^2}{K}$).

Определим стационарные состояния 3.14:

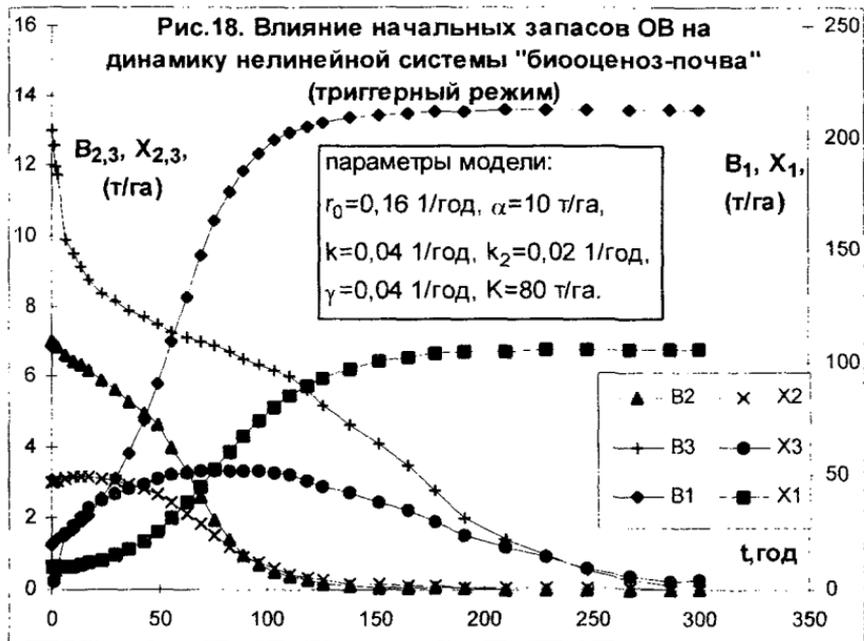


$$3.15 \quad W = \frac{P}{\gamma}; \quad \bar{B}_1 = 0; \quad \bar{B}_2 = \frac{r_0 \bar{W} K}{k(\bar{W} + \alpha)} - K$$

Нетрудно показать, что нулевое состояние может быть устойчивым или нет в зависимости от знака характеристического показателя:

$$3.16 \quad a_{11} = \frac{r_0 \bar{W}}{(\bar{W} + \alpha)} - k$$

При $a_{11} > 0$, $\bar{B}_1 = 0$ является неустойчивым и система будет развиваться в сторону единственно возможного устойчивого состояния \bar{B}_2 . Если $a_{11} < 0$, \bar{B}_2 теряет свою устойчивость, и, как в модели 3.2 фазовые траектории устремятся в отрицательную область, однако на этом пути они неминуемо будут "захвачены" устойчивым состоянием $\bar{B}_1 = 0$. Таким образом, в отличие от 3.2, предлагаемая модель в численных расчетах не будет давать отрицательных значений B , не имеющих физического смысла. Выбирая управляющим параметром какой-либо экологически значимый фактор, например, P (осадки) или $\bar{W} = P/\gamma$ (стационарные запасы влаги, символизирующие водный баланс), можно по 3.16 оценить его критическое значение, вызывающее гибель фи-



тоценоза. На рис.17 приводятся численные примеры триггерного режима функционирования системы 3.15, приведенной к безразмерному виду посредством нормировки по K и \bar{X} : $b=B/K$, $x=X/\bar{X}$. Управляющим параметром служит безразмерный показатель $m=\alpha\gamma/P$. Так при $m=0,2$ система выходит на стационарный уровень $b=0,5$. Снижение количества осадков в четыре раза приводит к адекватному росту m и потере устойчивости в системе (3.15). В результате система гибнет — ее биомасса из-за недостатка влаги постепенно выходит на нулевой уровень $b=0$.

Заметим, что аналогичные (3.15) модели могут быть использованы и при анализе реакции экосистемы на загрязнение почвы. В таком случае переменная W символизирует концентрацию поллютанта, поступающего в почву с интенсивностью P и удаляющегося из нее с удельной скоростью γ . Для формализации влияния токсических веществ на синтез ОВ трофическая функция Михаэлиса-Ментен заменяется на обратную.

В более сложной триггерной системе "фитоценоз-почва" учитывается влияние ОВ почвы на интенсивность синтеза фитомассы:

$$\frac{dB}{dt} = \frac{r_0 BX}{\alpha + X} - kB - k \frac{B^2}{K}$$

$$\frac{dX}{dt} = k_2 B - \gamma X$$

Система обладает тремя парами стационарных состояний :

$$\bar{B}_1 = 0, \bar{B}_{2,3} = \frac{m \pm \sqrt{m^2 - 4KS}}{2}, \bar{X} = \frac{k_2 \bar{B}}{\gamma}$$

где $m = (r_0 K / k - K - S)$, $S = \alpha \gamma / k_2$ — вспомогательные параметры, k_2 , γ — константы поступления ОВ (опада) в почву и его разложения.

Анализ устойчивости 3.17, проведенный по стандартной схеме показывает, что полярные состояния B_1 и B_2 будут устойчивыми, а промежуточное (B_3) — неустойчиво. Режим функционирования такой системы показан на рисунке 18. Если текущие (начальные) значения фитомассы превышают критический уровень \bar{B}_3 , \bar{X}_3 , система выходит на стационар \bar{B}_2 , причем, чем ближе исходные значения (B_0, X_0) к критическим, тем дольше период лаг-фазы в этом процессе. При снижении B, X до критических запасов \bar{B}_3, \bar{X}_3 , система разрушается — показатели биомассы и, следовательно, запасы ОВ принимают нулевые значения. Если один из показателей, например, запасы ОВ почвы (X_0) ниже критического значения (\bar{X}_3), но другой (фитомасса) — выше ($B_0 > \bar{B}_3$), система имеет шанс выжить. Однако в этом случае запасы биомассы должны достаточно сильно превышать критический уровень. В рассматриваемом численном примере (Рис.18) при нулевом начальном количестве ОВ почвы ($X_0 = 0$) эволюция системы возможна если начальные запасы биомассы превышают критический уровень $\bar{B}_3 = 7,5$ т/га почти в два раза ($B_0 = 13$ т/га). В противном случае интродукция данного вида невозможна — он обречен на вымирание. Близкая модель рассматривается в курсе биофизики при анализе критической плотности популяции, ниже которой наступает исчезновение вида [Рубин, 94]. Отличие нашей модели состоит в том, что в ней наряду с самолимитированием (внутренней конкуренцией) заложен нелинейный механизм контроля роста биогенным плодородием почвы. Такая система может быть применена для описания процессов эндогенных сукцессионных смен растительных ассоциаций, при которых идет аккумуляция ОВ почвы и вытеснение пионерных видов растений более требовательными к плодородию, например, простых сосняков — сложными, и бореальной группы напочвенного покрова — неморальной [Ильинская, Смагин, 89]. Еще одна возможность использования

моделей типа (3.17) – выявление критических значений V при нагрузках на экосистему (пожарах, рубках, выпасе...) или ее искусственной реконструкции с помощью посадки растений.

В заключении главы перейдем к характеристике еще одного класса нелинейных моделей, описывающих *колебательные (периодические) режимы* в динамических биокосных системах. Если до сих пор внимание акцентировалось на нелинейном росте организмов-продуцентов, синтезирующих OB , то в данном разделе речь пойдет о взаимодействии организмов-деструкторов, с OB почвы, которое они разрушают. В почвенной микробиологии хорошо известен феномен колебаний численности (биомассы) микроорганизмов во времени и пространстве, носящих достаточно регулярный характер и не зависящих напрямую от гидротермических условий роста [Вопросы численности..., 72, Паников и др., 88, Семенов, 2001]. Режимы такого рода выявляются как прямыми наблюдениями за численностью микроорганизмов, так и косвенным путем — по изучению динамики выделения CO_2 при разложении OB почвы [Инишева, Дементьева, 2000].

Попытки объяснить этот феномен периодичной динамикой внешних факторов, контролирующих рост микроорганизмов, не имели успеха, поскольку даже в неизменных условиях окружающей среды система "биоценоз-почва" оказалась способной давать колебания. Правда, в одной из наиболее обстоятельных количественных работ на эту тему, был предложен комбинированный механизм периодичности, согласно которому, взаимодействие микробоценоза с простейшими по типу "жертва-хищник" приводит к затухающим колебаниям, которые поддерживаются извне периодическим поступлением субстрата в виде корневых ассимилятов [Паников и др., 88]. По-видимому, это одно из возможных, но далеко не единственное объяснение данного феномена, и здесь безусловно потребуются дополнительные научные изыскания.

В нашей работе предложен ряд теоретических моделей, основанных на реально существующих нелинейных связях между организмами-деструкторами и субстратом (OB почвы), которые объясняют возможность появления, как затухающих колебаний в окрестности равновесного (стационарного) состояния, так и автоколебаний (предельного цикла), являющихся результатом самоорганизации системы "биоценоз-почва" за пределами равновесия [Смагин, 99]. Рассмотрим некоторые из них, используя стандартную технику качественного анализа поведения динамических систем. В общем виде простейшая модель трансформации OB почвы в зависимости от динамики биомассы организмов-деструкторов выглядит как:

3.19

$$\frac{dX}{dt} = L - kC\mu(x)$$

$$\frac{dC}{dt} = aC\mu(x) - \gamma C$$

Где X , C — запасы субстрата (ОВ) и биомассы его потребителя (деструктора) в почве, L — параметр поступления ОВ (субстрата), γ — коэффициент отмирания организмов, $\mu(x)$ — трофическая функция (удельная скорость роста организмов), a/k — экономический коэффициент, $a/\gamma = \sigma$ — коэффициент выживаемости.

В модели заложена функциональная зависимость роста организмов от наличия органического субстрата, характерная для гетеротрофов. При постоянном потреблении субстрата ($a\mu = \text{const} > \gamma$) рост организмов неограничен в соответствии с законом Мальтуса. При анализе потенциальных режимов функционирования системы 3.19 были выбраны основные типы трофических функций, известные в зоологии и микробиологии: 1) линейная (Вольтерра), 2) гиперболическая (Михаэлиса-Ментен, 3) экспоненциальная (Тиссье), 4) S-образная (см рис.13 и табл.3).

Используя критерий устойчивости (1.4) легко показать, что система 3.19 наряду с монотонными обладает периодическими "переходными" режимами по типу затухающих колебаний. Условие смены режимов (точка бифуркации) и значения стационарных запасов ОВ (X) для различных вариантов трофических функций (№1-4) приведены в табл.3. Стационарные запасы биомассы организмов-деструкторов не зависят от вида трофической функции и определяются соотношением интенсивности поступления органического субстрата (L), эффективности его потребления (a/k) и скорости отмирания организмов (γ): $\bar{C} = aL / k\gamma$. Все положительные стационарные состояния \bar{X} , \bar{C} устойчивы, поэтому динамика системы 3.19 определяется стремлением достичь этих состояний. Однако, траектории развития системы во времени различаются в зависимости от соотношения ее кинетических параметров (табл.3). Это могут быть гладкие (монотонные) режимы (стационарное состояние "устойчивый узел") или периодические (затухающие колебания), описывающие движение к стационарному состоянию "устойчивый фокус". Таким образом, даже в отсутствии взаимодействий с простейшими или периодичности поступления ОВ, рост почвенных микроорганизмов на органическом субстрате может сопровождаться затухающими эндогенными колебаниями их биомассы. Причем, все четыре вида трофических функций, описывающих реаль-

ную зависимость удельной скорости роста от потребления субстрата, приводят к одинаковым результатам (Табл.3).

Таблица 3. Полифункциональный анализ системы (3.19)

Функции ($\mu_{(X)}$) (№1-4)	Стационары (\bar{X})	Точка бифуркации монотонных ($>$) и колебательных ($<$) режимов
1. kX	$1/\sigma$	$\sigma = 4 \gamma / L$
2. $X/(\alpha + X)$	$\alpha / (\sigma - 1)$	$(\sigma - 1)^2 = 4a \alpha / L$
3. $1 - \exp(-bX)$	$b^{-1} \ln(\sigma / (\sigma - 1))$	$(\sigma - 1) = 4 \gamma / L.b$
4. $X^2 / (\alpha + X)^2$	$\alpha / \sqrt{\sigma - 1}$	$(\sqrt{\sigma} - 1)^2 / \sqrt{\sigma} = 2\gamma\alpha / L$

Однако, природные колебания численности микроорганизмов достаточно устойчивы во времени, то есть не всегда являются затухающими [Вопросы численности, 72]. Этот факт ставит задачу совершенствования модели 3.19, чтобы она могла описывать не только затухающие колебания, но и стабильные во времени автоколебательные режимы по типу предельного цикла. В нашей работе [Смагин, 99] были предложены варианты такой модели, один из которых мы рассмотрим ниже.

Вначале главы анализировался механизм субстрат-продуктного угнетения роста организмов, приводящий к автоколебаниям системы "биоценоз-почва". Соответствующая модель, включающая этот механизм, может быть представлена в следующем виде:

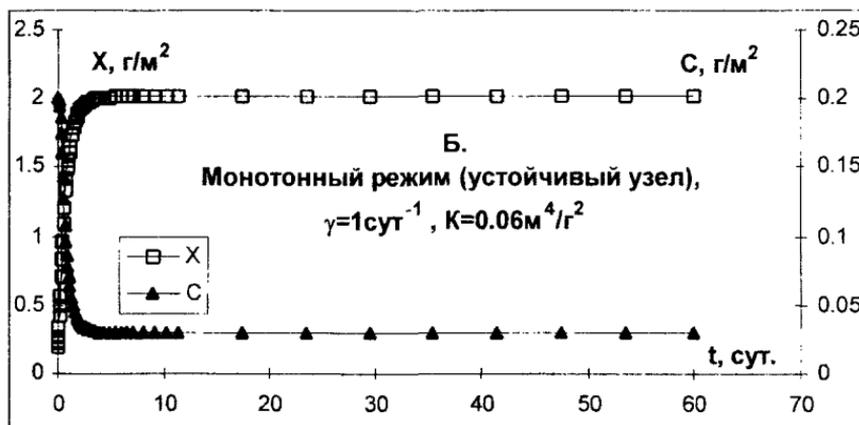
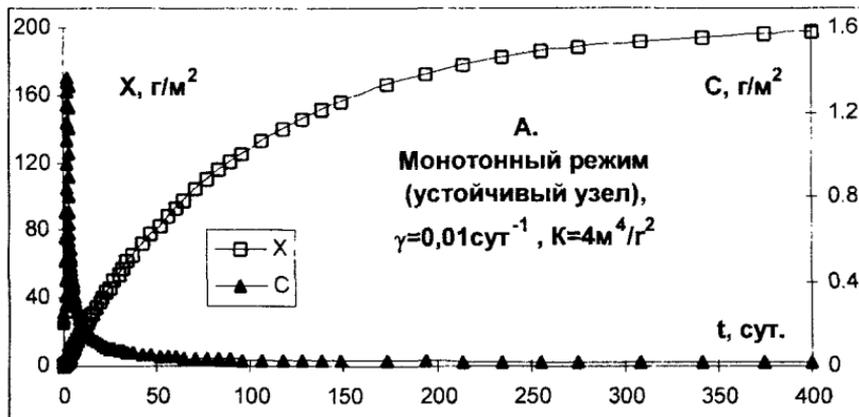
$$3.20 \quad \frac{dX}{dt} = L + mC - kCX \left(1 - \frac{CX}{K}\right) - \gamma X$$

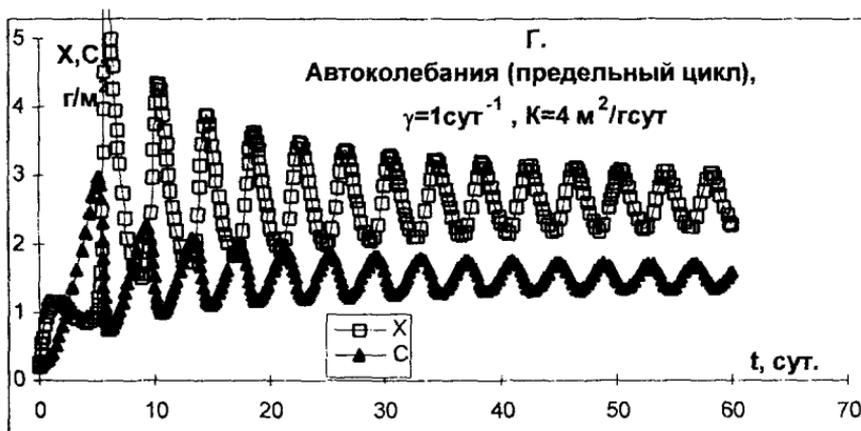
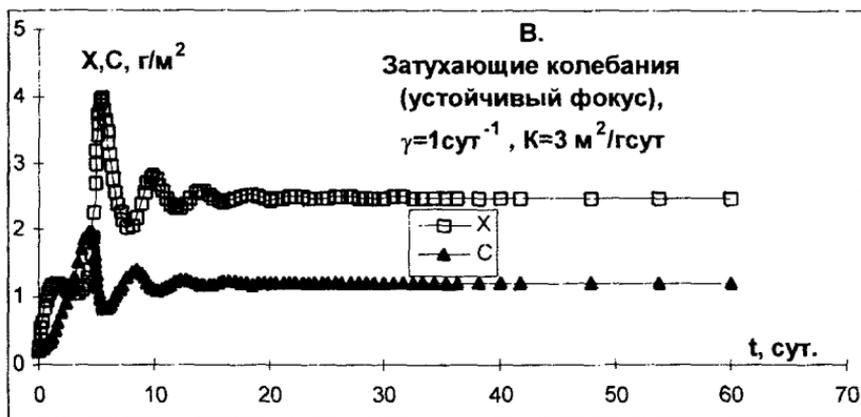
$$\frac{dC}{dt} = aCX \left(1 - \frac{CX}{K}\right)$$

Используемая в модели логистическая трофическая функция $\mu = CX(1 - CX/K)$, описывает экстремальную зависимость удельной скорости роста от субстрата (ОВ) и массы организмов: нулевой рост при отсутствии источников $C, X=0$, наличие оптимума роста и, в дальнейшем, его угнетение при больших концентрациях субстрата, а также микробной мортмассы ($CX \rightarrow K$) (Рис.13). Последняя включена в качестве источника ОВ (mC), поскольку отмершие клетки данной группы микроорганизмов наряду с почвенной органикой могут служить субстратом для роста других функциональных групп. Помимо прямого

Рис. 19.

Динамические режимы в нелинейной системе «биоценоз-почва» (модель 3.20; параметры: $L=2$ г/м²сут, $k=2$ м²/гсут, $a=0,8$ м²/гсут, $m=0,4$ л/сут., остальные константы см. отдельные графики)





разложения субстрата растущими организмами, эффективность которого оценивается экономическим коэффициентом a/k , в модели допускается спонтанная деструкция ОВ ($-\gamma X$), происходящая под действием экзоферментов, а также абиогенных факторов. Стационарные состояния системы 3.20 выглядят как:

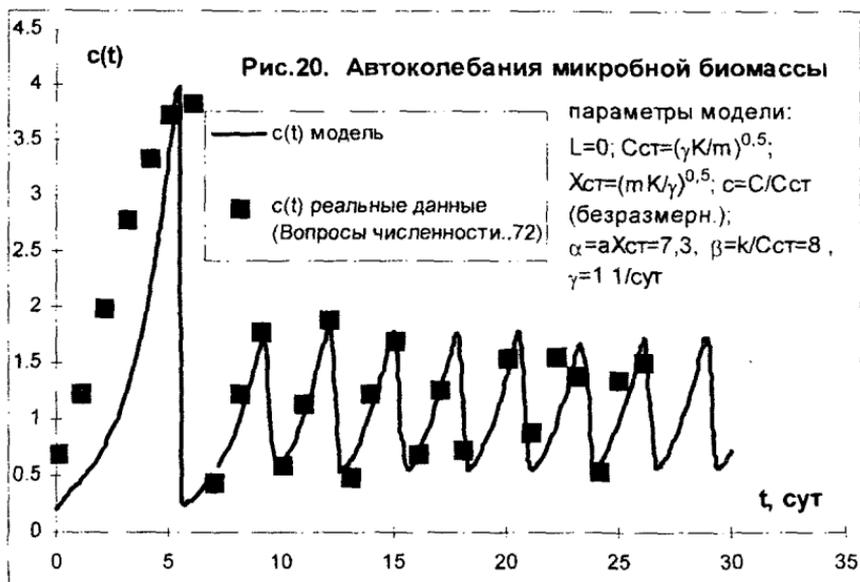
$$3.21 \quad \bar{C} = \frac{\sqrt{L^2 + 4m\gamma K} - L}{2m}, \quad \bar{X} = \frac{2Km}{\sqrt{L^2 + 4m\gamma} - L}$$

Оценим их устойчивость. Корни характеристического уравнения системы имеют вид:

$$\lambda_{1,2} = 0,5 \left[-\gamma + k\bar{C} - a\bar{X} \pm \sqrt{(-\gamma + k\bar{C} - a\bar{X})^2 - 4(m + k\bar{X})a\bar{C} + 4a\bar{X}(k\bar{C} - \gamma)} \right]$$

Анализ 3.22 показывает, что в системе может возникать неустойчивость при $(\gamma + a\bar{X} < k\bar{C})$, а также колебательные режимы при $(a\bar{X} + k\bar{C} - \gamma)^2 < 4a\bar{C}(m + k\bar{X})$. Развитие динамической неустойчивости (см. глав.1, рис.1), согласно теореме Хопфа о бифуркации [Марри, 83] может привести к появлению в нелинейной системе автоколебаний, как следствия ее самоорганизации за пределами равновесия. Автоколебательный режим (3.20) подтверждается численными экспериментами с моделью в среде MATLAB (Рис.19,20). Например, выбирая в качестве бифуркационного параметр емкости среды (K), получаем при последовательном росте K смену всех возможных режимов поведения исследуемой системы "биоценоз-почва" — монотонный выход на равновесие (стационар "устойчивый узел"), затухающие колебания вблизи стационара "устойчивый фокус", расходящиеся колебания при потере устойчивости и их стабилизация за пределами равновесия в виде предельного цикла (Рис.19). Частота колебаний также зависит от показателя K . Чем больше "емкость среды", тем дольше период автоколебаний в системе. При малых значениях показателя спонтанной деструкции (γ) в почве постепенно накапливается значительное количество ОВ, а микробная масса выходит на низкий стационарный уровень после первоначальной вспышки (Рис 19^а). Такой режим, очевидно, типичен для почв. Однако, при невысоких запасах субстрата и интенсивной кинетике его трансформации возможны качественно новые — периодические режимы, включая эндогенные автоколебания. Заметим, что инициация смен режимов может происходить за счет внешних воздействий, например, повышения температуры, и соответственно скоростей биологических процессов или изменения интенсивности потока субстрата (L). Этот механизм объясняет синхронность автоколебаний в разных точках пространства почвы, отмечаемую рядом авторов. В целом, модель 3.20 является универсальной, поскольку позволяет описывать весь спектр потенциальных режимов функционирования системы "биоценоз-почва" и вместе с тем достаточно хорошо соответствует конкретным экспериментальным данным (Рис.20).

Таким образом, мы закончили рассмотрение класса нелинейных моделей трансформации ОВ почвы. Их внедрение в почвоведение происходит пока еще медленными темпами, что с одной стороны объясняется относительной сложностью расчетов, а с другой удовлетво-



рительным описанием динамики ОВ на базе более простых линейных моделей. Однако, если средние данные по динамике на небольших отрезках времени действительно можно описывать с помощью линейных моделей, то при анализе смен режимов функционирования сложных биокосных систем, их устойчивости и возможной реакции на внешние нагрузки требуются более реалистичные нелинейные модели нового направления в теории организации систем — *синергетики*. Без использования достижений этого направления невозможно постичь реальные сложные закономерности пространственно-временной динамики биокосных систем и научиться оптимально управлять ими.

Распределенные модели динамики органического вещества почв.

До сих пор мы рассматривали нераспределенные модели, оперирующие переменными запасов ОВ на единичной площади. Однако, почва является анизотропной средой и наряду с трансформацией в ней происходит транспорт ОВ. Комбинация этих процессов определяет *пространственно-временную динамику* ОВ в почве, закономерности которой и будут предметом изучения в данной главе. В качестве основной переменной состояния в распределенных моделях выбирается *концентрация* ОВ - масса ОВ (m), отнесенная к элементарному объему почвы (V), в котором она сосредоточена:

$$4.1 \quad C_{[кг/м^3]} = m/V = 10C\% \rho_b$$

где $C\%$ — процентное содержание ОВ, относительно массы абсолютно сухой почвы, ρ_b [$г/см^3$] - плотность почвы. Коэффициент 10 возникает при переходе к системе единиц СИ.

Исследуемая проблема может быть условно поделена на две составляющие: 1) изучение распределения *неспецифических ОВ* (поллютанты, фумиганты и продукты их трансформации), мигрирующих с током почвенной влаги и (или) в парообразном состоянии (летучие органические вещества - ЛОВ); 2) оценка многолетней пространственно-временной динамики *специфических ОВ* почвы, формирующих ее органофиль. Первая задача разработана достаточно хорошо и ей посвящено множество современных публикаций [Сметник, Губер, 97, Бурков и др., 98, Boesten, Van der Linden, 91 McCoy, Rolston, 92, Amali et al, 96, Wilson, 97]. Соответствующие модели динамики несспецифических ОВ в почве, как гетерогенной пористой среде, как правило, представляют собой уравнение конвективной диффузии, сопряженное с гидрофизической моделью массопереноса влаги той или иной сложности. В некоторых случаях учитываются межфазные взаимодействия ОВ (сорбция, растворение, переход в газовую фазу) и их биодеструкция в почве [Смагин, 99]. Ниже будут рассмотрены несколько примеров подобных моделей, а сейчас мы остановимся на менее исследованной проблеме моделирования длительной пространственно-временной динамики *специфических гумусовых веществ* почвы.

Закономерности вертикального распределения гумуса исследовались в почвоведении в основном с помощью описательных методов и отдельных критериев [Гришина, 86], статистических моделей [Челядник, 70, Махлин и др.,81, Пильгунова, 83] и лишь в единичных случаях — на базе детерминистских кинетических моделей [Морозов 89, Смагин и др.,92, Смагин, 99,2000,2001]. Рассмотрим последний подход, следуя нашим разработкам в этой области.

Очевидно, что *органофиль* почвы формируется благодаря сочетанию *аккумуляции, разложения и транспорта ОВ*. Баланс между этими процессами определяет в данных термодинамических условиях характер и форму *стационарного распределения ОВ* почвы. Справедливо и обратное - форма стационарного органофиля отражает в интегральном виде интенсивность процессов аккумуляции, разложения и массопереноса ОВ, в связи с чем существует принципиальная возможность количественной оценки интенсивности этих процессов по данным о профильном распределении ОВ. В качестве первой иллюстрации рассмотрим простейшую модель органофиля почвы, используя вслед за [O'Brien B, Stout J.,78], [Смагин и др.,92] допущение о диффузионном механизме распределения ОВ в сочетании с постоянно идущей биодеструкцией:

$$4.2. \quad \frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{d^2 C}{dz^2} - U,$$

где t - время (год), z - вертикальная координата (м), C - концентрация ОВ ($\text{кг}/\text{м}^3$), D - феноменологический показатель массопереноса (диффузии) ОВ ($\text{м}^2/\text{год}$), U - функция биодеструкции гумуса ($\text{кг}/\text{м}^3 \text{год}$).

В качестве граничных условий модели 1 выберем поток ОВ в виде гумифицированного опада (L , $\text{кг}/\text{м}^2 \text{год}$) на поверхности почвы ($-D \frac{dC}{dz} = L$, при $z=0$) и постоянства концентрации на большой глубине ($C=C_0$ при $z=h$ или при $z \rightarrow \infty$). Если $C_0 \neq 0$, то есть на достаточном удалении от поверхности почвы сохраняется некоторый постоянный фон ОВ, удобно переменную C в моделях органофиля представить в виде разности $C=C_{(z)}-C_0$, где $C_{(z)}$ - концентрация ОВ на данной глубине.

В стационарном состоянии ($dC/dt = 0$) модель (1) выглядит как:

$$4.3. \quad D \frac{d^2 C}{dz^2} = U$$

При указанных выше граничных условиях она имеет аналитическое решение в виде следующего уравнения:

$$4.4 \quad C(z) = \frac{U}{2D}(z^2 - h^2) - \frac{L}{D}(z - h) + C_0,$$

которое можно заменить полиномом:

$$4.5 \quad C(z) = Az^2 - Bz + Q, \text{ где } A = \frac{U}{2D}, B = \frac{L}{D}$$

Таким образом, аппроксимируя профильное распределение ОБ почвы полиномом (4.5), легко получить параметры А и В, а по ним оценить искомые показатели разложения и переноса ОБ (U,D), если известно поступление ОБ из растительных остатков (L). Например, для целинного чернозема типичного (Курский заповедник), (Черноземы СССР, 74), уравнение (4.5) выглядит как $C(z) = 19,652z^2 - 86,128z + 95,838$ при $R^2=0,96$. (Здесь и далее аппроксимация данных проводится с помощью компьютерных программ SIGMAPLOT и EXCEL). Решая алгебраические уравнения $19,652 = \frac{U}{2D}$, $86,128 = \frac{L}{D}$, определяем при величине поступления ОБ в почву из корневых и наземных остатков $L=0,04 \text{ кг/м}^2\text{год}$ (см. глав.2, балансовые модели), что $D=0,000464 \text{ м}^2\text{/год}$, $U=0,0183 \text{ кг/м}^3\text{год}$. Интегрируя U по всей толще чернозема (3м), получаем, что ежегодное разложение гумуса составляет $0,055 \text{ кг/м}^2\text{год}$ или $0,55 \text{ т/га-год}$. При стационарном запасе 770 т/га минимальное характерное время трансформации ОБ оценивается в $770 / 0,55 = 1400$ лет.

Усложним модель, используя широко известный факт о соответствии кинетики разложения ОБ почвы уравнению первого порядка: $U=kC$ (см. глав. 2):

$$4.6 \quad \frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{d^2 C}{dz^2} - kC, \quad \text{или в стационарном виде:}$$

$$4.7 \quad D \frac{d^2 C}{dz^2} = kC$$

Модель (4.7) при упомянутых ранее граничных условиях имеет простое аналитическое решение :

$$4.8 \quad C(z) = C_0 + \frac{L}{\sqrt{kD}} \exp\left(-\sqrt{\frac{k}{D}} z\right)$$

Для определения показателей разложения (k) и массопереноса (D) по модели (4.8) необходимо аппроксимировать данные профильного распределения ОБ экспоненциальной регрессией :

$$4.9 \quad C(z) - C_0 = A \exp(-bz)$$

и по параметрам аппроксимации A, b , а также известном поступлении опада (L) рассчитать искомые величины. Приведем конкретный пример. Профильное распределение ОБ серой лесной почвы (Ярцевское л-во, Тульская обл.) хорошо аппроксимируется функцией (4.9) с параметрами $A=66,604$ и $b=2,5653$. Решая систему алгебраических уравнений:

$$\sqrt{\frac{k}{D}} = 2,5653 \text{ и } \frac{0,04}{\sqrt{kD}} = 66,604 \quad \text{при заданной величине поступления}$$

ОБ из опада $L=0,04 \text{ кг/м}^2\text{год}$, находим $D = 0,000234 \text{ м}^2/\text{год}$, $k = 0,00154 \text{ год}^{-1}$.

Помимо наземного опада источником ОБ в почве могут служить корневые системы. Известно, что для почв степных и луговых экосистем этот источник является доминирующим [Черноземы СССР, 74]. В следующей модели предлагается учесть его действие с помощью следующей функции: $R \exp(-bz)$ [Campbell, 85]. Здесь R ($\text{кг/м}^3\text{год}$) - интенсивность поступления ОБ из корневых систем, распределенных в почве с крутизной b (м^{-1}). Комбинируя это уравнение с моделью (5), получаем:

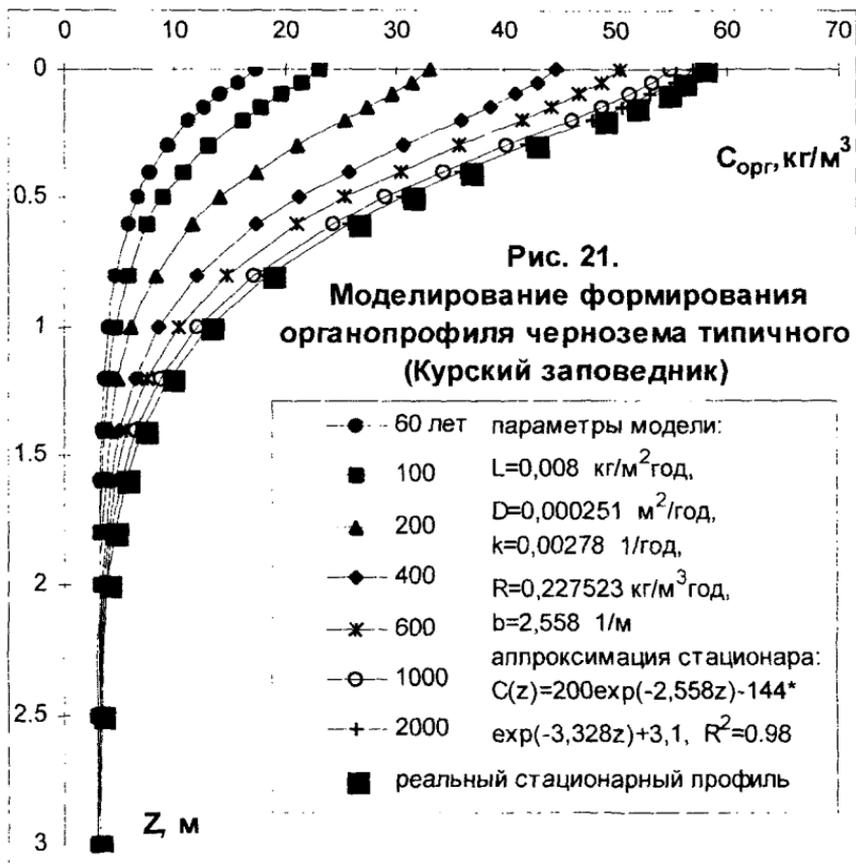
$$4.10 \quad \frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{d^2 C}{dz^2} - kC + R \exp(-bz), \quad \text{или в стационарном виде:}$$

$$4.11 \quad D \frac{d^2 C}{dz^2} = kC - R \exp(-bz)$$

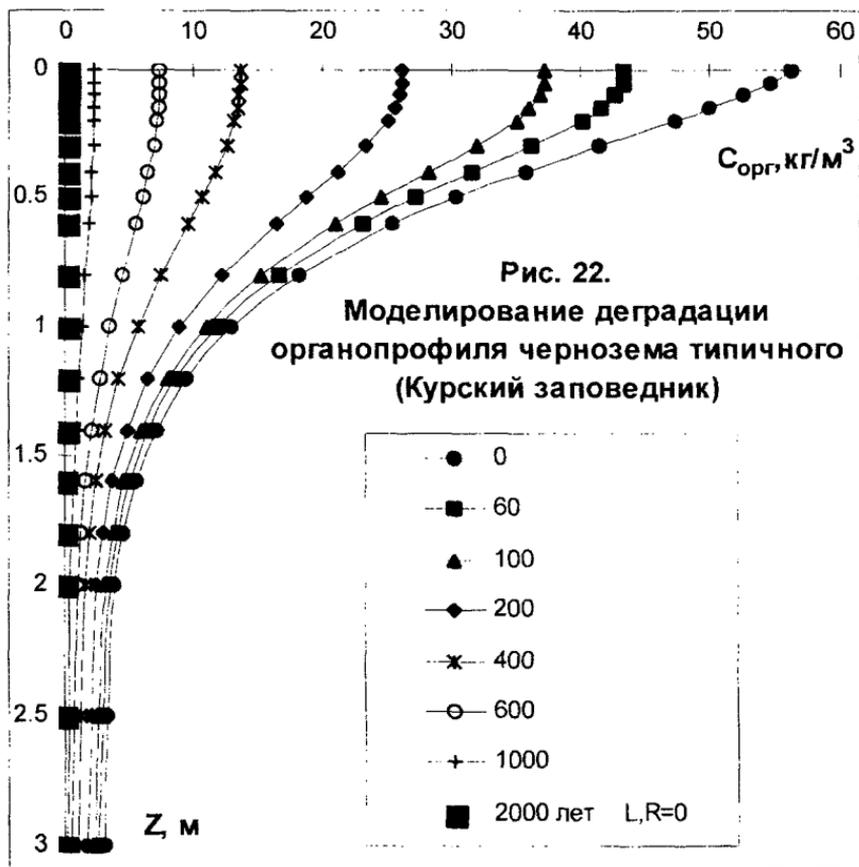
Стационарный вариант (10) при указанных выше граничных условиях имеет аналитическое решение:

$$4.12 \quad C(z) = \frac{\frac{L}{D} - \frac{Rb}{(k - Db^2)} \exp(-\sqrt{\frac{k}{D}} z)}{\sqrt{k/D}} + \frac{R}{k - Db^2} \exp(-bz) + C_0$$

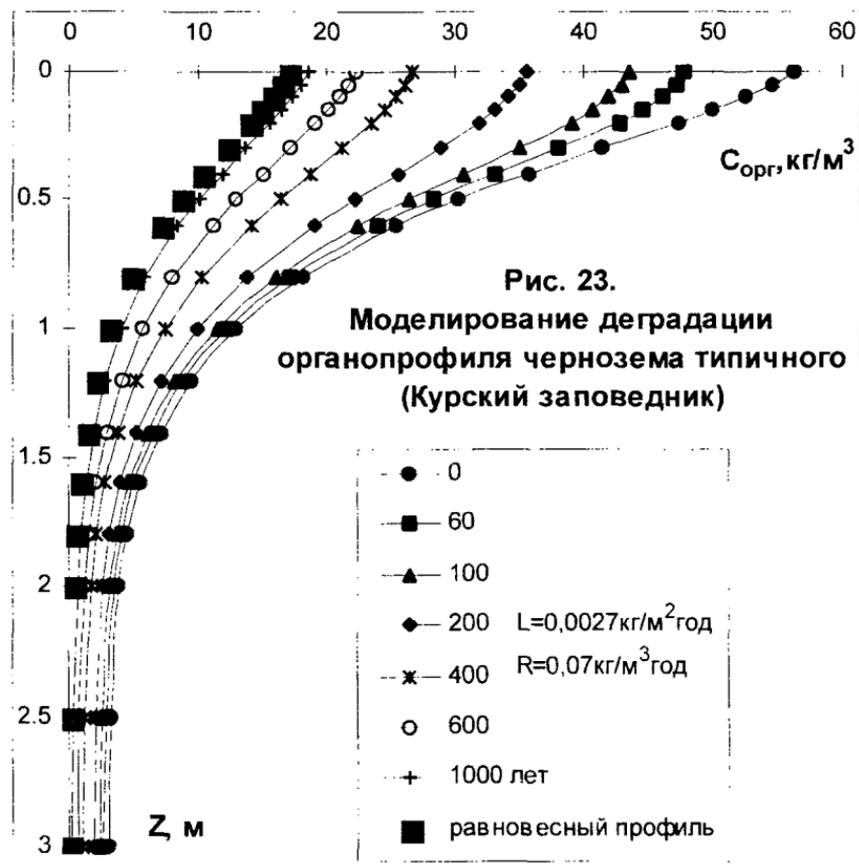
В таком случае аппроксимация гумусового профиля суммой экспонент $C(z)-C_0 = A \exp(-mz) + B \exp(-bz)$ дает возможность определить параметры трансформации и массопереноса ОБ при известном поступлении гумифицированных веществ из наземного опада (L). Подобную оценку удобно проводить с помощью компьютерной программы SIGMAPLOT, методом наименьших квадратов. В литературе известны экспоненциальные статистические модели вертикального распределения ОБ (Махлин и др., 81, Пильгунова, 83), хорошо описывающие реальные данные при коэффициентах детерминации $R^2 = 0,97-0,99$ и среднеквадратической ошибке $0,07-0,20$. В настоящей работе в качес-



тве примера использованы данные о профильном распределении углерода в черноземе типичном мощном (Курский заповедник), взятые из монографии [Черноземы СССР, т.1, 74]. В результате их аппроксимации было получено следующее уравнение стационарного органо профиля: $C(z) = 200\exp(-2,558z)-144(-3,328z)+3,1, R^2=0,98$. Оценивая поступление углерода в виде гумифицированных наземных остатков растений (L) $0,008 \text{ кг/м}^2\text{год}$ (см. глав.2), находим из уравнения: $D=0,000251 \text{ м}^2\text{/год, } k=0,00278 \text{ 1/год, } R=0,2275 \text{ кг/м}^3\text{год}$. Используя эти параметры, а также численные методы решения полной модели 4.10 [Глаголев, Смагин, 2000], можно реконструировать динамику формирования органо профиля данной почвы и осуществить прогноз ее деградации при полном отсутствии поступления OB ($L, R=0$), или



частичном снижении за счет сельскохозяйственного использования ($L=0,0027 \text{ кг/м}^2\text{год}$, $R=0,07 \text{ кг/м}^3\text{год}$), (Рис. 21-23). Стационарное состояние с наблюдаемым в настоящее время профильным распределением гумуса формируется не менее 1000 лет (Рис.21). Деградация чернозема происходит весьма интенсивными темпами. Уже за 100 лет он теряет около четверти запасов ОВ и половину – за 200 лет при полном отсутствии источников ОВ (Рис.22). Распашка чернозема, приводящая к троекратному снижению поступления углерода в почву (см. глав.2), также способствует интенсивной деградации почвы за относительно небольшое (100-200 лет) время (Рис.23). При этом основные потери происходят в верхних слоях, что подтверждается на практике [Черноземы СССР, т.1, 74, Антропогенная эволюция черноземов, 2000].



До сих пор ведущим механизмом массопереноса ОВ в почве мы полагали эффективную диффузию (дисперсию), что в целом оправдано длительностью процессов проникновения ОВ вглубь почвы, а также разнообразием факторов, способствующих миграции ОВ: реальная диффузия, нисходящие и восходящие токи почвенной влаги, осыпание в трещинах, педотурбации за счет деятельности землероев ... Однако, в некоторых случаях стационарный органо профиль почвы имеет специфическую форму с экстремумом на определенной глубине, которую нельзя воспроизвести с помощью предложенных выше диффузионных моделей. Наличие экстремума концентрации ОВ в стационарном варианте предполагает действие уравнивающих друг друга противоположно направленных механизмов массопереноса - конвекции и диффузии (дисперсии) [Смагин, 99]. Профиль подобной

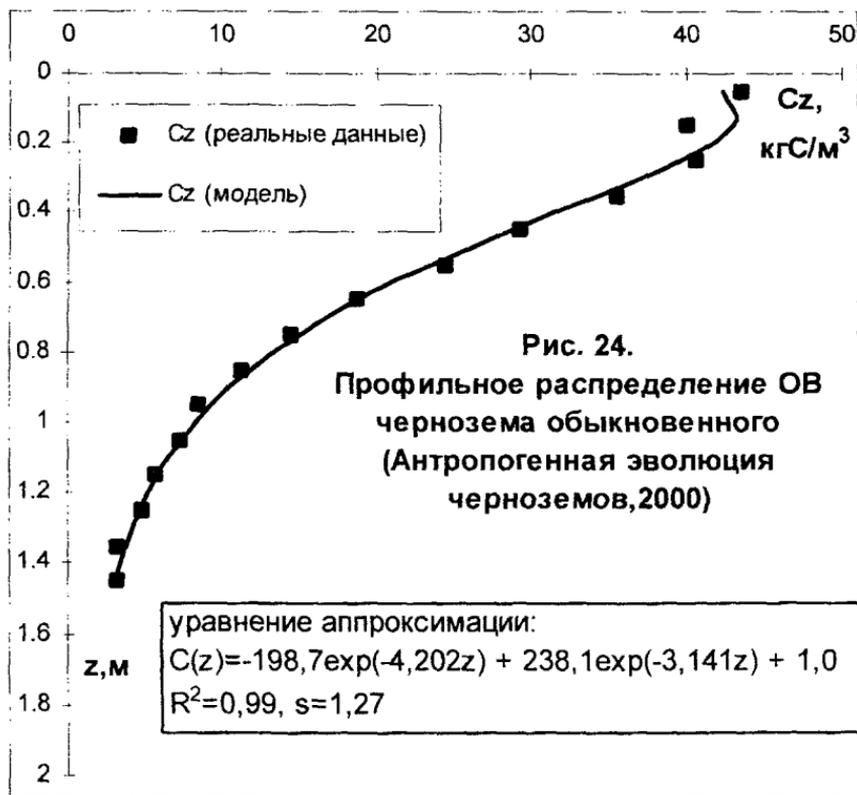


Рис. 24.
 Профильное распределение ОБ
 чернозема обыкновенного
 (Антропогенная эволюция
 черноземов, 2000)

формы встречается и в черноземах, что подтверждает гипотезу об активной роли иллювирирования ОБ при создании мощных гумусовых горизонтов этого типа почв [Антропогенная эволюция черноземов, 2000]. Во избежании недоразумения напомним, что речь идет о распределении объемных концентраций ОБ (см. формулу 4.1), а не процентного содержания гумуса, которое как правило монотонно убывает с глубиной. Конвективно-диффузионная модель, допускающая форму с экстремумом, будет выглядеть следующим образом:

$$4.13 \quad \frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{d^2 C}{dz^2} - q \frac{dC}{dz} - kC + R \exp(-bz),$$

Стационарный вариант (4.13) ($dC/dz = 0$) при используемых в предшествующих моделях граничных условиях имеет аналитическое решение:

$$4.14$$

$$C(z) = \left[\frac{2L}{\left(\sqrt{q^2 + 4kD} + q\right)} - \frac{2R(bD + q)}{\left(k - Db^2 - bq\right)\left(\sqrt{q^2 + 4kD} + q\right)} \right] \times$$

$$\times \exp\left(-\left[\frac{\sqrt{q^2 + 4kD} - q}{2D}\right]z\right) +$$

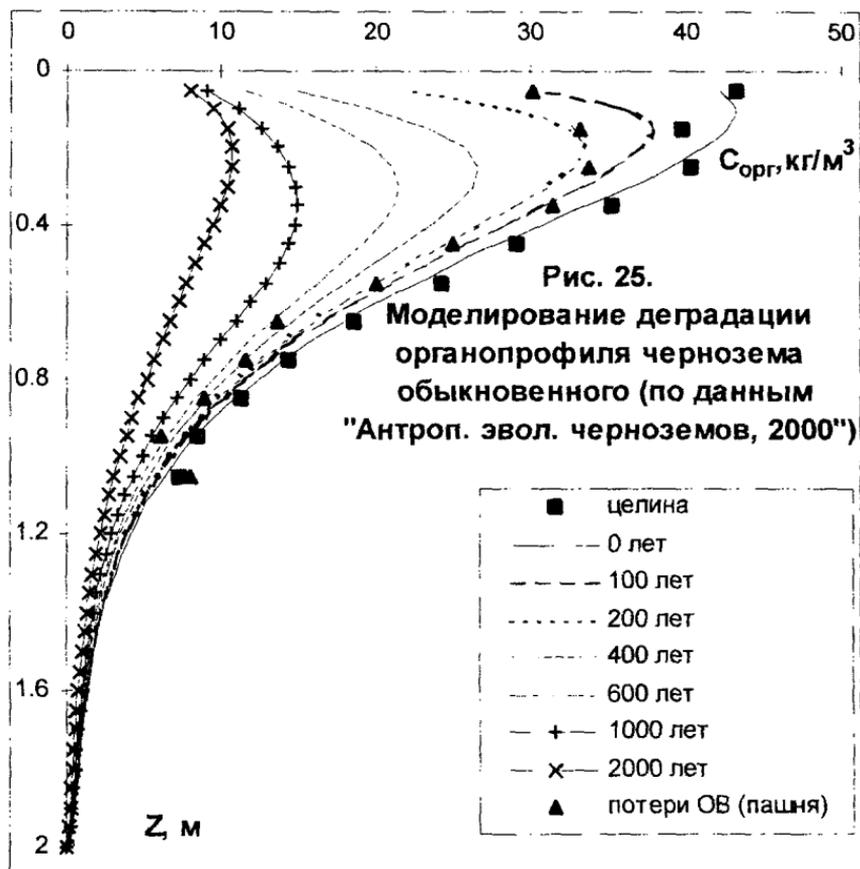
$$+ \frac{R}{k - Db^2 - bq} \exp(-bz) + C_0$$

Как и в диффузионной модели (4.12) аппроксимация органо профиля суммой экспонент в этом случае также дает возможность оценить показатели трансформации и массопереноса ОБ при известном суммарном источнике поступления ОБ в почву:

$$4.15 \quad D = \frac{L(m-b) - (R/B)(A+B)}{(A+B)(b^2 - m^2) + (m-b)(Am + Bb)}$$

$$q = \frac{L - D(Am + Bb)}{(A+B)}, \quad k = (R/B) + Db^2 + bq$$

где A, B, m, b - параметры аппроксимации $C(z) - C_0 = A \exp(-mz) + B \exp(-bz)$. На рисунке 24 приведены среднестатистический органо профиль целинного чернозема обыкновенного [Антропогенная эволюция черноземов, 2000] и результаты его аппроксимации совокупностью экспонент (программа SIGMAPLOT) : $C(z) = 198,7 \exp(-4.202z) + 238,1 \exp(-3,141z) + 1,0$, $R^2 = 0,995$, $s = 1,3$. Общее поступление ОБ в почву $(L+R/b)$ принимаем равным $0,04 \text{ кг/м}^2\text{год}$, а выход ОБ из наземного опада $L = 0,008 \text{ кг/м}^2\text{год}$. Тогда по формулам (4.15) находим $D = 1,67 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{год}$, $q = 2,51 \cdot 10^{-4} \text{ м/год}$. $k = 0,001347 \text{ 1/год}$. С помощью программы численного решения нестационарной модели (4.13), реализованной в среде MATLAB [Глаголев, Смагин, 2000] и полученных параметров осуществим прогноз деградации органо профиля чернозема обыкновенного при его вовлечении в сельскохозяйственное использование, которое привело к троекратному снижению поступления ОБ в



почву ($L = 0027 \text{ кг/м}^2\text{год}$, $R = 0,031 \text{ кг/м}^3\text{год}$), (Рис.25). Существенное снижение концентрации ОВ в верхних горизонтах почвы наблюдается уже в первые 100-200 лет, что хорошо соответствует реальным данным о потерях ОВ [Антропогенная эволюция черноземов, 2000].

Можно продолжить модификацию рассматриваемого класса моделей органопрофиля почвы, например введением зависимости параметров деструкции от глубины почвы. В одной из наших работ такая модификация, учитывающая специфику деструкции ОВ в различных генетических горизонтах почв, была использована для прогноза эволюции органопрофиля легких почв при сукцессионных сменах сосновых биогеоценозов [Смагин и др., 92]. Модель удачно воспроизводила форму реальных органопрофилей, в том числе иллювиально-гумусовых с бимодальным распределением ОВ. При этом расчетные

данные соответствовали реальному возрасту органофильей почв, определенному по датированным поверхностям.

Резюмируя данный раздел, можно заключить, что оценка динамики специфического ОВ почвы с помощью распределенных кинетических моделей является весьма эффективной. При достаточной простоте моделей и небольшом числе параметров удастся точно отразить реальные закономерности формирования и разрушения органофильей почв. При этом нет необходимости в длительных полевых экспериментах определять показатели переноса и деструкции ОВ, поскольку их можно рассчитать по стационарному (равновесному) распределению ОВ и величине поступления ОВ в почву. Последняя должна быть получена в специальных экспериментах, так как от точности ее определения зависят все последующие расчеты по моделям. В настоящей работе с этой целью были использованы экспериментальные данные о поступлении ОВ при гумификации растительных остатков в черноземах Хомутовской степи под целиной, пастбищем и пашней [Ковда, Смагин, Быстрицкая, 89] и в легких дерново-подзолистых почвах долинных сосновых лесов Подмосковья [Смагин и др., 92], оценивающие в первом приближении интенсивность формирования ОВ почв под травяной и лесной растительностью. Дальнейшая задача в этой области на наш взгляд заключается в продолжении экспериментов по гумификации растительных остатков в различных типах почв, а также создании базы данных по профильному распределению объемных концентраций ОВ в почвах. В результате такой работы будут оценены и систематизированы недостающие показатели деструкции и массопереноса ОВ, что даст возможность осуществлять на основе кинетических моделей масштабный прогноз потерь органического углерода и планировать оптимизацию углеродного бюджета при различных вариантах использования почв.

Во второй части главы мы обратимся к проблеме количественной оценки пространственно-временной динамики *неспецифических органических веществ*, загрязняющих почву – топливно-смазочных материалов, нефти, пестицидов и других фумигентов, а также продуктов их деградации. Специфика этих веществ заключается в том, что они могут присутствовать в почве одновременно в газовой фазе (C_g), почвенном растворе (C_l) и в сорбированном виде (C_s). В результате, общее содержание ОВ в почве (C) с учетом доли каждой из фаз, может быть записано как:

$$4.16 \quad C = \theta C_l + \Pi_g C_g + \frac{\rho_b}{\rho_s} C_s ,$$

где θ - объемная влажность почвы, Π_g - пористость аэрации, ρ_b , ρ_s - плотности почвы и ее твердой фазы. В подавляющем большинстве современных моделей динамики ОВ используется равновесный термодинамический подход, задающий соотношение между C_g , C_l , C_s в виде фазовых равновесий [Смагин, 99]. Это позволяет упрощать расчеты, применяя ретардационные факторы (Γ). Помимо межфазных взаимодействий, учитывается потенциальная биодеградация ЛОВ по типу реакции 1^{ого} порядка ($v = -kC$) и его конвективно-диффузионный транспорт в составе жидкой и газовой фаз. В этом случае наиболее полная модель динамики общего содержания вещества в почве выглядит следующим образом:

4.17

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_l \frac{d^2 C_l}{dz^2} + D_g \frac{d^2 C_g}{dz^2} - q_l \frac{dC_l}{dz} - kC,$$

где $D_{l,g}$ - коэффициенты диффузии ОВ в жидкой и газовой фазах, q_l - интенсивность потока влаги в почве.

Из фазовых равновесий имеем: $C_g = C_l/a$, $C_s = K_f C_g = (K_f/a)C_l$. Тогда $C = \theta C_l + \Pi_g C_g + (\rho_b/\rho_s)C_s = C_l(\theta + \Pi_g/a + \rho_b K_f/\rho_s) = \Gamma C_l$, (Γ — ретардационный фактор, a — растворимость, K_f — константа Генри, оценивающая сорбцию на твердой фазе). Подставляя это выражение в (4.17), получаем уравнение сходное с рассмотренной ранее моделью (4.13) динамики органофилия, только без внутреннего источника ОВ

4.18

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{d^2 C}{dz^2} - q \frac{dC}{dz} - kC,$$

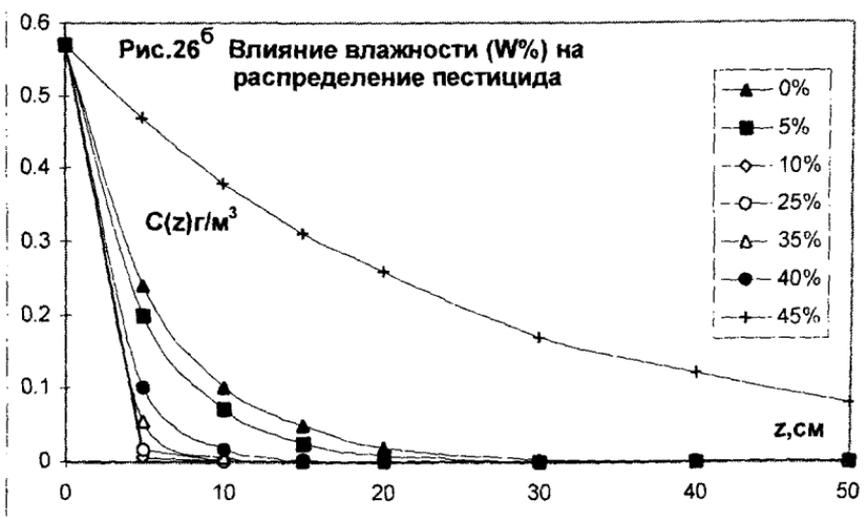
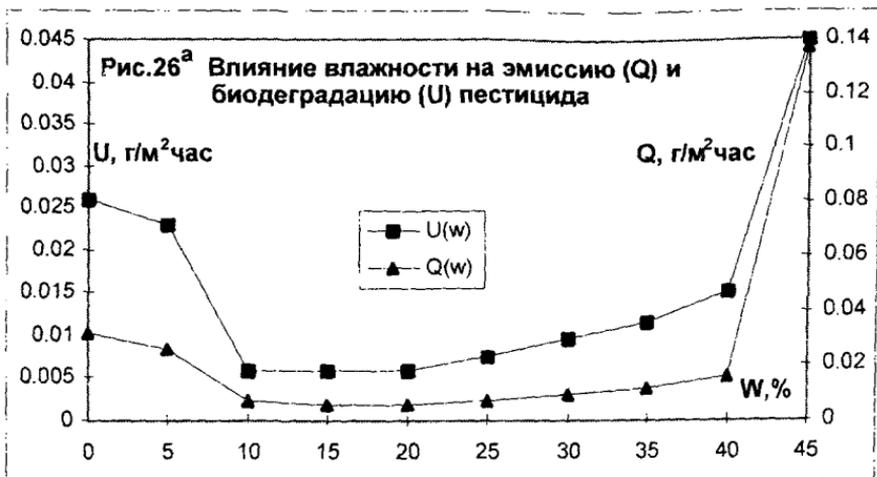
где $D = \left(\frac{D_g}{a} + D_l \right) / \Gamma$, $q = q_l / \Gamma$ — эффективные показатели

массопереноса.

Модели типа (4.18) предложены в ряде зарубежных [McCoey, Rolston, 92, Amali et al, 96...] и отечественных [Бурков и др, 98] исследований и их формальное отличие друг от друга, как правило, касается условий на верхней границе почвы. Наиболее сложный вариант с граничными условиями III рода рассмотрен в работе [Бурков и др, 98] (модель СЕМАС). После небольшой коррекции соответствующее выражение примет вид:

4.19

$$-D \frac{dC}{dz} + vC = K \left(C_0 - \frac{C}{\Gamma} \right),$$



где C_0 — концентрация паров ОВ в приземном слое атмосферы (δ), $K = D_T / \delta$, D_T — коэффициент турбулентной диффузии. Показатель D_T оценивается микрометеорологическим способом [Смагин, 99].

. Нижнее граничное условие задается в виде ограничения $C < \infty$ при $z \rightarrow \infty$. Численные эксперименты с моделью в среде MATLAB показывают, что при типичных для почвы параметрах массообмена, достаточно быстро устанавливается стационарное состояние. Поэтому ниже мы рассмотрим более детально стационарный вариант модели (4.18), имеющий аналитическое решение в явном виде [Смагин, 99]:

$$4.20 \quad C(z) = \frac{KC_0 \exp(S_2 z)}{(K/\Gamma - DS_2 + q)}, \quad S_2 = \frac{q - \sqrt{q^2 + 4kD}}{2D}$$

4.21 По величине $C(z)$ определяем поток на поверхности ($z=0$):

$$Q = \frac{KC}{\Gamma} - KC_0 = \frac{K^2 C_0}{(K - DS_2 \Gamma + q\Gamma)} - KC_0$$

и общую интенсивность биодеградации ЛОВ в расчетной толще H :

$$4.22 \quad \bar{U} = - \int_0^H kC = \int_0^H \frac{kKC_0 \exp(S_2 z)}{(K/\Gamma - DS_2 + q)} = \frac{kKC_0(1 - \exp S_2 H)}{S_2(K/\Gamma - DS_2 + q)}$$

На основе уравнений (4.20-22) несложно определить влияние почвенных условий, в частности уровня увлажнения, на величины $C(z)$, Q , \bar{U} [Смагин, 99], (Рис.26). Полученные зависимости могут использоваться в целях минимизации потерь ОВ, если речь идет о действующем веществе фунгицида, или, наоборот, достижения максимального выноса и биодеградации загрязняющего агента, посредством управления водным режимом или планирования сроков внесения ОВ в почву.

Обратимся к более сложным моделям транспорта загрязняющих ОВ в которых учитывается специфика строения порового пространства почвы и нелинейность функций массопереноса влаги, способствующие появлению *локальных конвективных потоков* поллютантов в пористых средах [Thomas, Phillips, 79, Beven, German, 82, White, 85, Ritsema et al, 93, Nieber, 96]. Локальный (преимущественный) транспорт растворов и суспензий осуществляется по отдельным каналам в гетерогенной пористой среде (макропорам, трещинам, ходам роющих животных, корневым системам...), а также в гомогенных грубодисперсных почвах по гидроструктурам пальчатого типа, возникающим в результате неустойчивости фронта впитывания (см. глав.1). По сравнению со сплошным (фронтальным) массопереносом, при локальном транспорте для перемещения загрязняющих веществ с поверхности до грунтовых вод требуется гораздо меньше времени при небольшом количестве осадков. На рисунке 27 приведена блок-схема модели движения влаги и растворенных веществ в гетерогенной почве с дифференцированным поровым пространством. Преимущественный конвективный транспорт реализуется по макропорам. В микропорах происходит массоперенос смешанного типа посредством конвекции, молекулярной диффузии и гидродинамической дисперсии – рассеивания потока растворенных веществ по мере движения в порах сложной

конфигурации. Между двумя категориями пор осуществляется конвективно-диффузионный обмен раствором. Наряду с транспортом в модели предусматривается поглощение растворенных веществ корнями растений, наличие сорбции ОВ твердой фазой, а также их распад по типу реакции первого порядка с коэффициентами, зависящими от влажности и температуры. Водный баланс почвенных горизонтов складывается из приходных (осадки, поливы, подток из грунтовых вод...) и расходных (испарение, транспирация, дренажный сток...) статей. Поскольку в модель входит зависимость констант разложения ОВ от температуры, для расчета распределения тепла в профиле почвы используется уравнение Фурье и информация о суточной динамике температуры на поверхности почвы [Смагин, 99]. Основное уравнение модели, формализующее транспорт и процессы трансформации ОВ внутри почвы в общем виде выглядит как:

$$4.23 \quad \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{d}{dz} \left(D\theta_{mi} \frac{dC_1}{dz} - qC_1 \right) - \sum U_i ,$$

где C - общее содержание ОВ в адсорбированном состоянии и поровом растворе, C_1 - концентрация ОВ в растворе, θ_{mi} - влажность застойных зон, q - поток влаги в макропорах, D - коэффициент эффективной диффузии (дисперсии потока в микропорах), $\sum U_i$ - суммарная функция локальных трансформаций ОВ: перераспределения между микро- и макропорами, сорбции, поглощения корнями, латерального массопереноса, разложения ОВ.

Для решения уравнения конвективно- дисперсионного переноса ОВ необходимы граничные условия. На поверхности почвы в макропорах задается концентрация ОВ в макропорах ($C_{та}$), вычисленная из предположения о полном и мгновенном перемешивании влаги, поступающей в почву с осадками, и раствора, находящегося в макропорах. На нижней границе почвенного профиля в зависимости от условий водообмена выбирается одно из краевых условий:

- постоянная концентрация $C_{гр}$ в случае близких грунтовых вод;
- поток, определяемый уравнением (1) при $D = 0$ в случае дренажного стока или свободного стекания гравитационной влаги.

Решение конвективно-дисперсионного уравнения переноса ОВ (4.23) в почвенном профиле представляет известные трудности. В ряде случаев имеются аналитические решения (van Genuchten, 81), однако, в

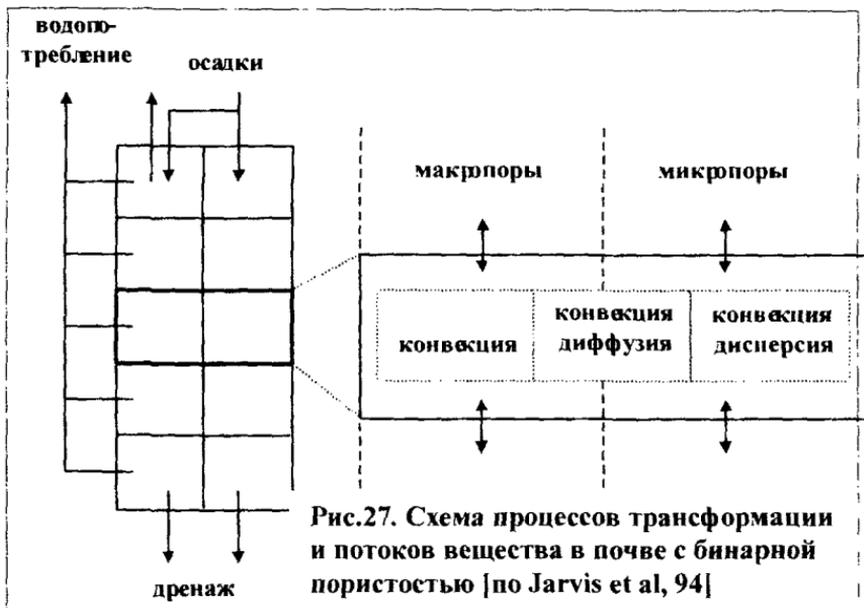
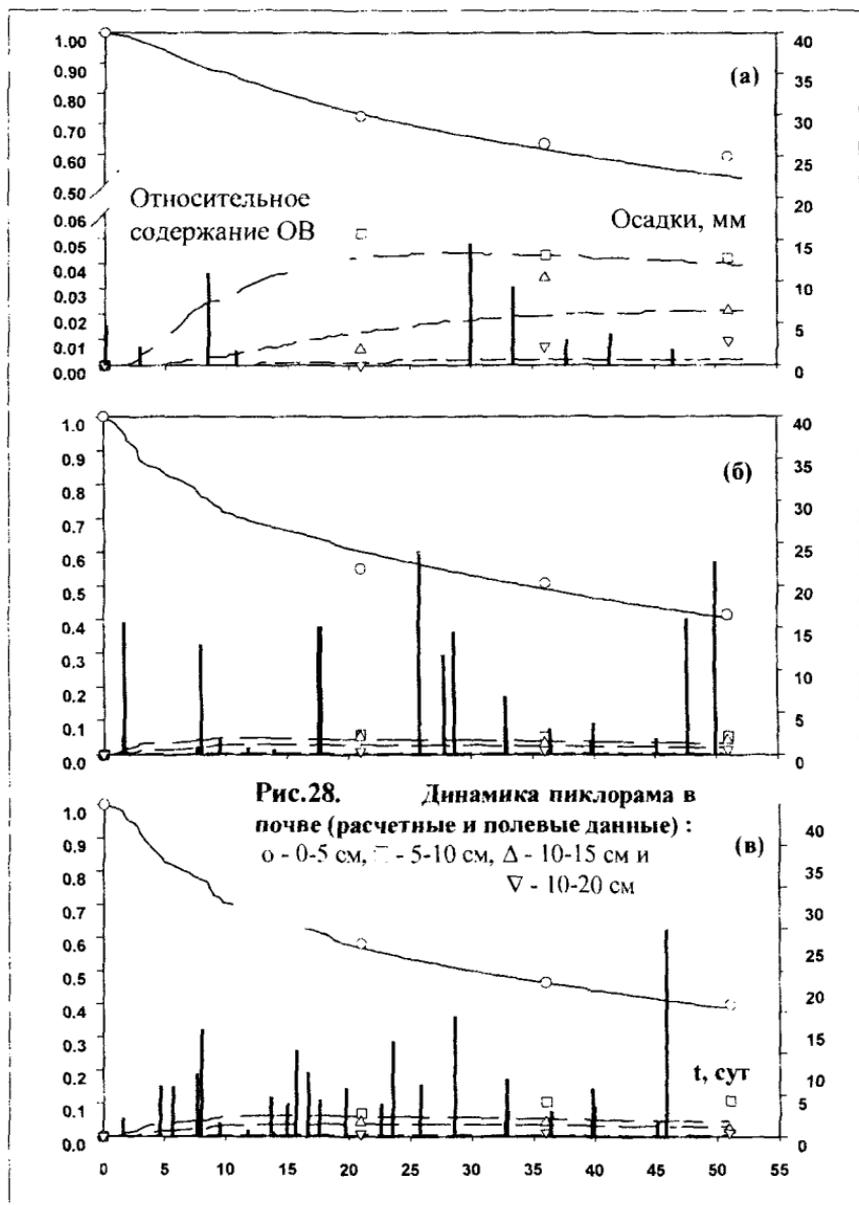


Рис.27. Схема процессов трансформации и потоков вещества в почве с бинарной пористостью [по Jarvis et al, 94]

большинстве прогнозных моделей используются численные методы. Не останавливаясь подробно на математических методах, приведем алгоритм построения моделей совместного влаго-, соле- и теплопереноса на примере программы MACRO (Jarvis, 94). Расчеты начинают с моделирования переноса раствора в микропорах. Избыток влаги перераспределяется в макропоры, объем которых определяется влажностью микропор. Для решения уравнения переноса влаги необходимы значения дифференциальной пористости и коэффициента влагопроводности почвенных горизонтов, нелинейно связанных с влажностью почвы, и таким образом, зависящих от решения. Поэтому, в моделях применяют итеративную процедуру последовательного расчета гидрофизических параметров и значений влажности для соблюдения посылонных балансов влаги. Следующим шагом является решение уравнения теплопереноса. Полагают, что теплофизические параметры почвы не зависят от влажности, а температура на поверхности подчиняется синусоидальному суточному распределению. Это позволяет использовать аналитическое решение уравнения теплопереноса (модель Фурье). Рассчитанные значения потоков влаги, влажности и температуры почвенных горизонтов используются для вычисления значений параметра гидродинамической дисперсии потока ОВ и скорости распада пестицидов. Заключительный этап состоит в решении уравнения



конвективно-дисперсионного переноса при известных составляющих стокового члена и заданных граничных условиях.

В качестве примера изучения и моделирования поведения пестицидов в почвах с развитой структурой рассмотрим данные опытов по миграции пестицида пиклорама в профиле черноземов типичных Воронежской области [Сметник, Губер, 97]. Эксперимент по изучению миграции пиклорама проводили на опытных делянках под чистым паром в трех вариантах: (а) – богара, (б) – полив каждые 8 суток, (в) – ежедневное мелкоимпульсное дождевание. Делянки одновременно обрабатывали гербицидом. Дозу из расчета 2.0 кг/га вносили с поливной водой. Дважды в сутки проводили замеры влажности почвы нейтронным влагомером, давления почвенной влаги – тензиометрами, и ее испарения. Отбор образцов на содержание пестицида осуществляли через каждые 5 см по глубине на 21, 36 и 51 сутки от начала эксперимента. Гидрофизическим обеспечением математической модели массопереноса служили характеристики водоудерживания и влагопроводности, полученные методом последовательных синхронных профилей влажности и давления влаги [Глобус, 87]. Гидрохимические свойства изучали в лабораторных условиях на почвенных монолитах методом выходных кривых в режиме засоления и пульсации [Сметник, Губер, 96]. По программе «CFITIM» [Van Genuchten, 81] решением обратной задачи установившегося движения ОБ вычислили гидрохимические параметры почвенных горизонтов. Константа полураспада была вычислена по данным баланса содержания пестицида в почвенном профиле в разные сроки наблюдения. В расчете миграции пестицида на верхней границе задавали краевое условие второго рода (интенсивность осадков, полива и испарения), на нижней границе – свободный сток гравитационной влаги, характерный для глубокого залегания грунтовых вод.

Результаты расчетов по модели адекватно воспроизвели результаты натуральных наблюдений (Рис.28). Различия в интенсивности потоков на богаре и на орошаемых площадях практически не сказались на распределении гербицида в почвенном профиле. Максимальное его количество 0,59 на богаре, 0,41 и 0,40 в орошаемых вариантах от внесенной массы концентрировалось в верхнем 5-ти см слое почвы, что объясняется достаточно высокой сорбционной способностью ОБ в исследуемой почве. В связи с этим доминирующий (преимущественный) поток влаги, поступающей с поверхности почвы при орошении, в относительно короткие промежутки времени не успевает вовлечь в движение раствор, а тем более адсорбированное вещество застойных зон, и гербицид остается в приповерхностном слое почвы. По видимому для черноземных почв с высокой поглотительной способностью такое поведение загрязняющих ОБ достаточно типично. Однако в других почвах с меньшим содержанием гумуса и пониженной дисперсностью роль преимущественного

транспорта поллютантов, а следовательно и экологический риск загрязнения грунтовых вод будут возрастать.

В отличие от природных ОВ, неспецифические вещества, чуждые почве, распределяются в ней *неравномерно* в виде скоплений конечных размеров (пятен, загрязненных участков ...). Поэтому для более точной оценки их поведения следует рассматривать *2-3 мерные распределенные модели*, что достаточно сильно усложняет количественное описание динамики ОВ. Если ограничиться стационарными формами моделей, во многих случаях удастся получить аналитические выражения для описания распределения ОВ в пространстве основе рядов Фурье и специальных функций Бесселя [Смагин, 99].

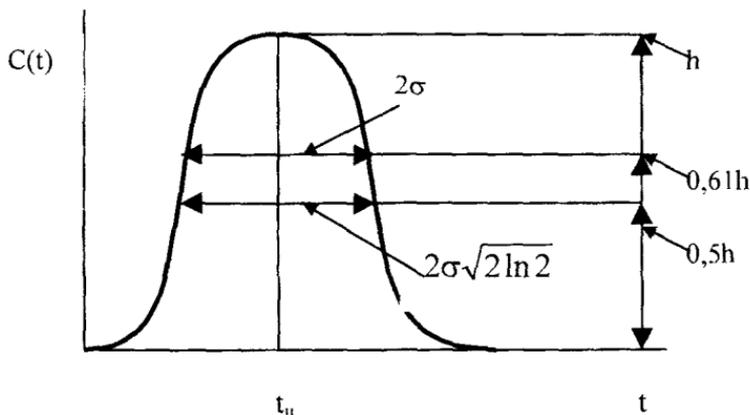
Многомерные модели в полной (нестационарной) форме достаточно сложны и по этой причине пока еще сравнительно редки в почвоведении. Их численная реализация требует соответствующее компьютерное и программное обеспечение, не всегда доступное широкому кругу специалистов. Однако, во многих случаях существует возможность получения статистической информации о движении веществ в почвенной толще без непосредственного решения в явном виде модели массопереноса. Эта информация содержит *статистические характеристики (моменты)* — *среднее время* (t_{II}) прохождения веществом почвенной толщи мощностью z и его *дисперсию* (σ^2). Техника получения статистических моментов проста и основана на преобразовании Лапласа соответствующих нестационарных кинетических моделей массопереноса [Смагин, 99]. Этот способ достаточно давно используется в теории хроматографии [Рогинский и др., 72], а в последнее время стала внедряться и в почвоведение [McCoу, Rolston, 92].

Заметим, что в большинстве практических задач, связанных с оценкой проникновения поллютантов через почву в грунтовые воды, или, наоборот, из нижних горизонтов в атмосферу, требуются, в конечном счете, именно эти величины. Они в полной мере определяют положение и форму так называемой выходной (элюционной) кривой — зависимости прироста концентрации вещества на выходе из почвенной толщи от времени. Для идеальной выходной кривой (распределение Гаусса) имеем [Рогинский и др., 72]:

$$4.24 \quad C(t) = \frac{3B}{q\Pi_g \sqrt{2\pi\sigma^2}} \exp\left(-\frac{(t-t_{II})^2}{2\sigma^2}\right),$$

где $3B$ — запас вещества в толще z , q — скорость конвективного массопереноса вещества.

Рис.29. Определение центральных моментов идеальной выходной кривой (распределение Гаусса) [Смагин, 99].



На рисунке 29 показаны способы графического определения параметров $t_{ц}$, σ^2 по идеальной выходной кривой. Аналитические выражения для этих величин имеют вид: $t_{ц}=(1+\Gamma)z/q$; $\sigma^2=2D[(1-\Gamma)/q]^2z/q$, Γ — ретардационный фактор, учитывающий фазовые равновесия и форму поверхности частиц, взаимодействующих с ОБ по мере его движения в пористой среде.

В случае неидеальной (асимметричной) выходной кривой $t_{ц}$ определяется графически как абсцисса центра ее тяжести. На практике удобно использовать приближенное соотношение: $t_{ц}=t_{max}+3(t_{0,5}-t_{max})/2$ где t_{max} — положение максимума пика выходной кривой, $t_{0,5}$ — время выхода из почвенной толщи половины внесенного на поверхность вещества [Рогинский и др., 72].

Основной вклад в процесс "размывания" выходной кривой осуществляет сама почва как сложная, поликомпонентная трехфазная пористая среда, взаимодействующая с движущимся веществом. Следуя работам [Рогинский и др. 72, McCoy, Rolston, 92], определим выходные характеристики $t_{ц}$ и σ^2 для различных вариантов пористых сред, постепенно увеличивая сложность их структурной организации. (Рис.30). В наиболее простом случае «А» рассматривается массоперенос паров ОБ по цилиндрическим каналам (капиллярам) радиуса R ,

стенки которых покрыты водной пленкой толщиной $\delta \ll R$. Летучее органическое вещество с концентрацией. (С) по мере диффузионного (D) и конвективного (q) движения вдоль вертикальной координаты (z) взаимодействует с пленкой жидкости, растворяясь в ней. Предполагается линейная кинетика растворения с константой массообмена β , пропорциональной эффективной удельной поверхности (S): $\beta = k_p S$.

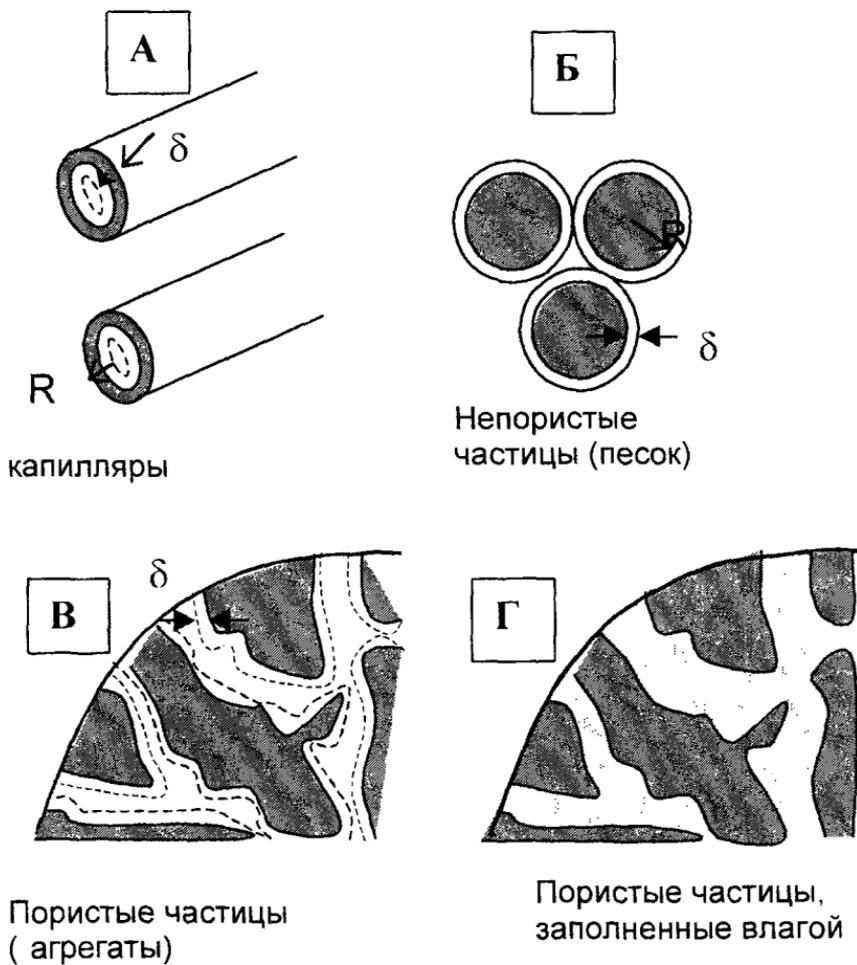
Движущей силой растворения является разница между текущей (C) и равновесной (C_p) концентрациями парообразного вещества в почвенном воздухе. Последняя, в свою очередь, определяется растворенностью (a): $C_p = C/a$. Растворенное ОВ (C_1) диффундирует в пленке с коэффициентом диффузии (D_1) по направлению (y) к внутренней поверхности канала ($y=0$), где осуществляется его сорбция твердой фазой, согласно закону Генри: $C_s = K_r C_1$.

В варианте «Б» почва представлена твердыми частицами радиуса R, покрытыми пленкой влаги (δ) с общей пористостью (P), соответствующей объему пустот между частицами. Массоперенос и межфазные взаимодействия ОВ аналогичны таковым в случае «А». В целом, вариант пригоден для описания поведения летучих ОВ в почвах легкого гранулометрического состава, лишенных агрегатов.

Следующая модель «В» имеет дело с пористыми частицами (агрегатами) радиуса R, внутриагрегатной пористостью P_a и межагрегатной — P. В модели, помимо вертикальной координаты (z), используется радиальная (r), вдоль которой осуществляется диффузия (D_a) ОВ с концентрацией (C_a) внутри агрегата от его периферии ($r=R$) к центру ($r=0$), где поток прекращается ($\partial C_a / \partial r = 0$). При этом, наряду с межагрегатным транспортом, аналогичным вариантам «А,Б», происходит растворение ОВ в пленках внутри агрегата с константой массообмена k_a и последующая диффузия вдоль координаты (y) в пленке толщиной $y=\delta$ к поверхности ($y=0$), где осуществляется его равновесная сорбция твердой фазой. Таким образом, модель рассматривает массообмен и транспорт в трехмерном пространстве и соответствует варианту наиболее сложной структурной организации почвы — агрегированной трехфазной пористой среде.

Последняя модель «Г» представляет собой упрощенный аналог (С), в котором внутриагрегатные поры целиком заполнены влагой, сквозь которую диффундирует (D_a) растворенное ОВ вплоть до центра агрегата ($r=0$), где существует условие непроницаемости ($\partial C_a / \partial r = 0$). Остальные механизмы (массоперенос по межагрегатным порам, растворение ...) описываются так же, как и в предыдущих вариантах «А-В». Очевидно модель «Г» соответствует ситуации, когда агрегирован-

Рис. 30. Структура модельных пористых сред



ная почва после интенсивного промачивания содержит большое количество влаги.

Все четыре варианта моделей «А-Г» снабжены одинаковыми условиями на верхней ($z=0$, $C_{(0,t)}=C_{\alpha(t)}$) и нижней ($z\rightarrow\infty$, $C_{(t)}=0$) границах почвенной толщи, а также начальными условиями: (при $t=0$, $C_{(z)}=0$, $C_{a(z)}=0$...). Более подробная информация о структуре моделей представлена в нашей предшествующей работе [Смагин, 99].

Опуская трудоемкие решения моделей «А-Г» в операционном виде, сразу запишем окончательные формулы для интересующих нас параметров t_u и σ^2 (Табл. 4). Анализ полученных выражений позволяет выявить ряд общих закономерностей продвижения вещества через почву, а также индивидуальные особенности этого процесса в зависимости от структурной организации пористой среды. Характерное время массопереноса, отражаемое показателем t_u , определяется соотношением трех параметров — мощности почвенной толщи (z), скорости конвективного движения (q) и фактором сопротивления (Γ), учитывающим активную пористость и межфазные взаимодействия внутри почвы. При этом t_u не зависит от интенсивности диффузии (D) и кинетики массообмена внутри пористой среды (k_p), хотя эти процессы оказывают существенное воздействие на дисперсию (σ^2) времени выхода вещества из толщи z ("размывание" выходной кривой). Очевидно, при $\Gamma \ll 1$ почва не оказывает сопротивление продвижению вещества и время t_u находится как расстояние z , деленное на скорость переноса q ($t_u \approx z/q$). Такая ситуация возникает при сильном иссушении почвы (объем влаги $S\delta$, $V_1 > 0$) при условии малой интенсивности сорбции газов твердой фазой, то есть для сухих грубодисперсных ($S\downarrow$) сред.

В работе [McCoу, Rolston, 92] показано, что при a , $K_r < 1$ влияние межфазных взаимодействий (Γ) на характерное время массопереноса газообразных веществ незначительно и им можно пренебречь. Например, для плохо растворимых летучих ОВ это условие будет выполняться. Для других веществ влияние Γ незначительно, если $V_1 a < 0,1$, где $V_1 = \theta/P$ — степень заполненности порового пространства влагой. То есть при низких влажностях (θ) в рыхлых ($P\uparrow$) почвах может возникнуть ситуация, когда даже хорошо растворимые ($a > 1$) вещества будут перемещаться сквозь почву без особой задержки. Во влажных почвах величина t_u возрастает практически пропорционально растворимости, если последняя превышает 1 ($a > 1$). Дисперсия σ^2 в этом случае будет возрастать пропорционально квадрату растворимости, поскольку фактор $m = (1 + \Gamma)^2 / P$ (см табл 4).

Таблица 4. Аналитические зависимости центральных статистических моментов t_u и σ^2 от параметров массообмена и транспорта (модели «А-Г»).

$t_u = (1 + \Gamma)z/q, \quad \sigma^2 = (mP/q^2 + f)2z/q, \text{ где:}$	
<p>«А». Цилиндрические каналы с водной пленкой:</p> $\Gamma = (S\delta + K_\Gamma)a, \quad S = 2/R, \quad m = (1 + \Gamma)^2$ $f = \frac{\Gamma^2}{Sk_p} + \frac{(S^2\sigma^2a + 3RK_\Gamma)\delta}{3D_1S}$	
<p>«Б». Твердые сферические частицы с водной пленкой:</p> $\Gamma = (S\delta + K_\Gamma)a(1-P)/P, \quad S = 3/R, \quad m = (1 + \Gamma^2)/P$ $f = \left[\frac{(S\delta + K_\Gamma)^2 a^2}{Sk_p} + \frac{(S^2\delta^2 a + 3(S\delta + K_\Gamma)aK_\Gamma)\delta}{3D_1S} \right] \frac{(1-P)}{P}$	
<p>«В». Агрегаты с пленками жидкости внутри пор</p> $\Gamma = [P_a + (S\delta + K_\Gamma)a](1-P)/P, \quad m = (1 + \Gamma)^2/P$ $f = \left[\frac{(S\delta + K_\Gamma)^2 a^2}{Sk_p} + \frac{(S^2\delta^2 + 3(S\delta + K_\Gamma)aK_\Gamma)\delta a}{3D_1S} \right] \frac{1-P}{P} +$ $\frac{\Gamma^2 R^2}{15} \left(\frac{1}{D_a} + \frac{5}{Rk_p} \right) \frac{P}{1-P}$	
<p>«Г». Агрегаты с заполненными влагой порами:</p> $\Gamma = a(P_a + K_\Gamma)(1-P)/P, \quad m = (1 + \Gamma)^2/P$ $f = \frac{(P_a + K_\Gamma)^2 R^2 a}{15} \left(\frac{1}{D_a} + \frac{5a}{Rk_p} \right) \frac{1-P}{P}$	
<p>Где: q - конвективный поток ЛОВ, D, D_1, D_a, D_a^1 - коэффициенты эф-</p>	

фективной диффузии (дисперсии) в жидкой (l) и газовой фазах агрегатов (а) и проводящих каналов, R- радиус , S- удельная поверхность частиц (каналов), δ - толщина пленки жидкости, P_a , P- внутриагрегатная и межагрегатная порозности , а - растворимость ОВ, - константа Генри для сорбции ОВ твердой фазой, k_p - кинетическая константа массообмена между транзитными и аккумулятивными элементами пористой среды.

Помимо межфазных взаимодействий (m), на величину σ^2 будет оказывать существенное влияние показатель внешней диффузии (гидродинамической дисперсии) (D), а также фактор кинетики массообмена и диффузии внутри структурных элементов почвы (f). Численный анализ выявляет, что при небольших растворимостях ($a \ll 1$) и сорбционных константах ($K_r \ll 1$), определяющим фактором становится внешняя диффузия в порах аэрации (D). Что касается влияния внутренней диффузии в жидкости (D_l), при малых значениях влажности и, соответственно, толщины пленки δ , этим фактором можно пренебречь по сравнению со вкладом кинетики массообмена (k_p).

Для сравнительной оценки влияния структурной организации пористой среды (Рис 30) на массоперенос летучих ОВ проведем следующий численный анализ. Пусть требуется определить характерные статистические параметры массообмена t_{II} и σ^2 для бензола ($a=4,55$) через расчетную толщу почвы $z=1$ м при известных характеристиках проницаемости и внутреннего строения пористой среды: $P=0,4$, $P_a=0,6$, $\delta=10^{-3}$ см для вариантов «А,Б,Г» и 10^{-4} см для «В», $R=0,1$ см, $S=2/R$ или $3/R$ для вариантов «А,Б» и $S=1000$ см⁻¹ для «В», $D=0,06$ см²/с, $D_l=10^{-5}$ см²/с, $D_a=0,02$ см²/с $D_l=4 \cdot 10^{-6}$ см²/с, $K_r=1$, $k_p=0,01$ м/с для «А» и 0,6 м/с для остальных вариантов, согласно (табл.4). Подставляя указанные величины в формулы для расчета t_{II} и σ^2 (табл.4), получаем следующие результаты:

Таблица 5. Сравнительный анализ влияния структурной организации почвы на статистические показатели массопереноса ($q=0,0001$ см/с).

Вариант модели	$t_{II} \pm \sigma$ (час)	$t_{II} / t_{II} \text{ «А»}$
«А»	1570±540	1,0
«Б»	2230±1080	1,4
«В»	4230±2370	2,7
«Г»	3310±1830	2,1

Наиболее интенсивное прохождение расчетной толщи (1 м) отмечается для пористой среды с каналами «А». Эта модель, очевидно, соответствует распространенному в почвах массопереносу по макропорам, ходам беспозвоночных, корневым системам, а также гидроструктурам пальчатого типа ("fingers") [Geoderma, 97, Смагин, 99]. Для непористых частиц сферической формы (песчаные почвы) характерное время массопереноса в 1,4 раза выше. В случае пористых агрегатов (структурная почва) величина $t_{\text{д}}$ становится еще выше — в 2,1 раза для насыщенных влагой частиц (модель «Г») и в 2,7 раз для агрегатов с водными пленками (модель «В»).

Анализируемый подход позволяет оценить вероятность прохождения загрязненного вещества через почву в грунтовые воды. Так, если известна интенсивность биодеструкции поллютанта (для бензола $k=0,0004$ 1/час) можно, используя эту величину и характерное время $t_{\text{д}}$, определить, какая доля от исходного количества вещества (C_0) на поверхности почвы успеет дойти до грунтовых вод: $C/C_0 = \exp(-t_{\text{д}} \cdot k) \cdot 100\%$. В нашем примере ($q=0,0001$ см/с) максимальное количество ОБ (53%) пройдет через расчетную толщу ($z=1$ м) в варианте «А», отражающем перенос по каналам. Для почвы, состоящей из непористых частиц (вариант «Б») это количество будет несколько меньшим (41%). Максимальная задержка и биодegradация загрязняющего ОБ осуществляется в структурных почвах. В варианте насыщенных влагой агрегатов «Г» до грунтовых вод дойдет 27%, а в ненасыщенных «В» — лишь 18% поллютанта. При большей мощности расчетной толщи, соответствующей расстоянию от поверхности почвы до уровня грунтовых вод, количество неразложившегося ОБ становится еще меньше. Таким образом предложенная теория дает возможность оценить вероятность переноса загрязнителя от поверхности почвы до грунтовых вод в реальной пористой среде, не прибегая к сложным расчетам по многомерным распределенным моделям.

В заключение работы следует отметить, что **проблема пространственно-временной организации** почвы как сложной биокосной динамической системы до сих пор остается малоисследованной, несмотря на обилие разработок в этой области, включая моделирование динамики ОБ. В основном внимание исследователей привлекало описание **транспорта** (распределения) веществ, усложнявшееся по мере изучения реальных закономерностей движения флюидов в пористых средах. Однако, не менее интересным и важным в этой проблеме является учет нелинейной кинетики **локальных трансформаций** ор-

ганических и органоминеральных соединений, которая, исходя из общей теории динамических систем (см. глав.1), может приводить к сложным формам пространственно-временной динамики, включая диссипативные, фиксированные структуры и волновые режимы. Так, согласно критерию (1.8), подобные формы могут возникать в распределенной системе (3.20), описывающей динамику биоценоза и ОВ почвы. Другие примеры приведены в главе I и нашем обзоре потенциальных режимов функционирования биокосных систем [Смагин, 99].

В целом методологические принципы изучения пространственно-временной динамики ОВ и организации биокосных единств должны на наш взгляд претерпеть существенные изменения. На смену традиционной «факторной» парадигмы, представляющей почву в качестве простой линейной системы, формирующейся под действием внешних факторов, приходят новые взгляды на почву как сложную, нелинейную, динамическую биокосную систему, способную к самоорганизации в потоках веществ и энергии. Эти воззрения позволят с качественно новых позиций исследовать проблемы динамики, устойчивости, плодородия почв, постигая законы природной организации. И быть может тогда человечество приблизится к главной своей цели – жить в гармонии с Природой и осознает в полной мере великое значение почвы как истока, исхода Жизни и ее возрождения.

Список литературы:

1. Александров Г.А., Логофет Д.О. Динамическая модель совместного круговорота органического вещества и азота в биогеоценозе переходного болота // Математическое моделирование биогеоценологических процессов. М. Наука, 1985. с. 80-98.
2. Антропогенная эволюция почв. Воронеж. 2000. 412 с.
3. Базилевич Н.И. Биологическая продуктивность экосистем Северной Евразии. М. Наука, 1993.
4. Базилевич Н.И., Гребенщиков О.С., Тишков А.А. Географические закономерности структуры и функционирования экосистем. М. Наука. 1986, 297 с.
5. Белинцев Б.Н. Физические основы биологического формообразования. М.: Наука, 1991. 256 с.
6. Бондарев А.Г. Теоретические основы и практика оптимизации физических условий плодородия почв // Почвоведение, 1994, №11, с.10-15.
7. Бондарев А.Г. Оптимизация физических свойств и режимов почв в современном земледелии // Тез. Докл. II съезда РОП, Санкт-Петербург, 1996, кн.1, с.129-130.
8. Бондарев А.Г., Кузнецова И.В. Физические основы повышения плодородия почв // Органическое вещество пахотных почв. Тр. Почвенного института им. Докучаева. М. 1987 с.28-36.
9. Бондаренко Н.Ф., Журавлев О.С., Швытов И.А. Моделирование трансформации органических веществ в почвах // Моделирование биогеоценологических процессов. М. Наука, 1985, с.136-141.
10. Бугровский В.В. Функциональное математическое моделирование экологических систем // Автореферат докт. дисс.Кызыл, 1998.74 с.
11. Бурков А.И., Возженников О.И., Морозько Е.Н. Анализ полевого эксперимента с летучими пестицидами с помощью модели CHEMAS // Тр. ИН-та эксп. метеор. 1996, №27. С.116-125
12. Вабишевич П.Н. Численное моделирование. М.: МГУ, 1993. 152 с.
13. Вайчис М.В. Состав гумуса лесных почв на песчаных дюнах в Литве // Почвоведение, 1969, №8, с.38-45.
14. Вайчис М.В. Поверхностно-подзолистые песчаные почвы на материковых дюнах в восточной Литве // Почвоведение, 1973, №9, с.3-10.
15. Вопросы численности биомассы и продуктивности почвенных микроорганизмов. Л.: Наука, 1972. 279 с.
16. Воронков Н.А. Пространственное варьирование влажности песчаных почв под насаждениями сосны // Почвоведение. 1967. № 10. С.62-69.

17. Гедройц К.К. Избранные сочинения, М. Сельхозгиз, 1955.
18. Гильманов Т.Г. Линейная модель многолетней динамики почвенного органического вещества // Вест. МГУ, сер. VI, 1974, т.6, с.69-73.
19. Глаголев М.В., Смагин А.В. Базовая математическая модель пространственно-временной динамики нелинейных биокосных систем: анализ потенциальных режимов и численные методы их реализации. // Тр. III съезда Докучаевского Общества Почвоведов, М. 2000. Кн. 1. с.96.
20. Глаголев М.В., Лебедев В.С., Смагин А.В. и др. Окисление метана в болотах Западной Сибири // Эмиссия и сток парниковых газов на территории Северной Евразии. Пушино, 2000. с. 84-85.
21. Глобус А.М. Почвенно-гидрофизическое обеспечение агроэкологических математических моделей. Л: Гидрометеиздат, 1987, 428 с.
22. Глобус А.М., Туленинова В. Влияние длительности и характера землепользования на свойства обыкновенного чернозема // Почвоведение, 2000, №2, с.220-223.
23. Горбенко А.Ю., Паников Н.С. Количественное описание динамики роста гетеротрофных микроорганизмов в почве в связи с первичным продукционным процессом в биогеоценозе // ЖОБ. 1989. Т.1. №1. С. 38-59.
24. Гришина Л.А. Гумусообразование и гумусное состояние почв – М.: МГУ, 1986.
25. Гришина Л.А., Копчик Г.Н., Макаров М.И. Трансформация органического вещества почв. М.: МГУ, 1990. 88 с.
26. Денисов Е.Т. Кинетика гомогенных химических реакций. М.: Высшая школа, 1978. 367 с.
27. Джефферс Дж. Введение в системный анализ: применение в экологии. М.: Мир, 1981. 256 с.
28. Зеленская Н.Н. Структурно-функциональная организация экосистем как основа для их моделирования, мониторинга и управления // Автореф. дисс. канд. геогр. Наук. М. 1996, 48 с.
29. Иванникова Л.А., Гармаш Г.Г. Определение параметров минерализации органических веществ в почве способом реакционно-кинетического фракционирования // Почвоведение, 1994, №9, с. 28-36.
30. Ильинская С.А., Смагин А.В. Роль почвы в экогенезе долинных сосновых лесов Подмосковья // Лесоведение, 1989, №5, с.13-22.
31. Инишева Л.И., Дементьева Т.В. Скорость минерализации органического вещества торфов // Почвоведение 2000, №2. с.196-203.
32. Ионенко В.И., Бацула А.А., Головачев Е.А. О кинетике процесса гумификации // Почвоведение 1986, №2. с.25-33.

33. Казимиров Н.И., Волков А.Д., Зябченко С.С. и др. Обмен веществ и энергии в сосновых лесах Европейского Севера. Л.Наука, 1977.204 с.
34. Карманова И.В. Математические методы изучения роста и продуктивности растений. М. Наука, 1976.
35. Карпачевский Л.О., Керженцев А.С., Обухова В.А. Юбилейная экологическая школа в Пушкино // Почвоведение. 1996. №8. С. 1034-1035.
36. Керженцев А.С., Зеленская Н.Н. Роль почвы в структуре и функциях природных экосистем // Информационные проблемы изучения биосферы. Пушкино, 1986. с.62-77.
37. Керженцев А.С., Кузнецов М.Я., Кузнецова Е.В. О моделировании процесса трансформации органического вещества в почве. // Информационные проблемы изучения биосферы. Пушчино, 1988. С. 76-84.
38. Кобак К.И. Биотические компоненты углеродного цикла. М. Гидрометеоиздат, 1988. 248 с.
39. Ковда В.А., Смагин А.В., Быстрицкая Г.А. Роль сезонной динамики органического вещества в самоорганизации степных биогеоценозов // ДАН СССР. 1989. Т.308. №2. с.461-463.
40. Кремер А.М. Неоднородности почвенного покрова как самоорганизующиеся системы // Закономерности пространственного варьирования свойств почв. М.: Наука, 1970. С. 68-80.
41. Кремер А.М., Морозов А.И. Математическое моделирование процесса самоорганизации неоднородностей почвенного покрова // Бюлл. Почв. Ин-та им. В.В.Докучаева, 1988. №47. С. 67-68.
42. Крупенников И.А. История почвоведения М.: Наука. 1981. 328 с.
43. Кудеяров В.Н. Биогенные составляющие баланса CO₂ на территории России // Эмиссия и сток парниковых газов на территории Северной Евразии. Пушкино, 2000. с.23-25.
44. Кузнецова И.В. Роль органического вещества в образовании водопропрочной структуры дерново-подзолистых почв // Почвоведение 1994. №11. с.34-41.
45. Кузьмичев В.В. Закономерности роста древостоев. Новосибирск, Наука, 1977. 160 с.
46. Ляпунов А.А., Титлянова А.А. Системный подход к изучению обменных процессов в биогеоценозах // Бот. Ж. 1974. Т.59, №8. с.1081-1092.
47. Мамихин С.В., Тихомиров Ф.А. Модель многолетней динамики стабильного углерода и C¹⁴ в целинных черноземах степного биогеоценоза // Вестн. МГУ, сер. 17, №4. с.13-18.

48. Махлин Т.Б. Поляк З.И., Шилихина И.И., Энтензон М.М. Математическая модель профильного распределения гумуса в почве // Почвоведение, 1981, №6
49. Марри Дж. Нелинейные дифференциальные уравнения в биологии. М.: Мир, 1983. 400 с.
50. Морозов А.И. О замкнутых моделях почв // Вест. МГУ. Сер. 17. 1989. №3. С. 11-22.
51. Онищенко В.Г. Влияние органического вещества на влагопроводность почв // Тез. докл. II Съезда РОП, Санкт-Петербург, 1996, кн.1.
52. Орлов Д.С., Бирюкова О.Н. Устойчивость органических соединений почвы и эмиссия парниковых газов в атмосферу // Почвоведение, 1998, №7.
53. Пайтген Х.-О., Рихтер П.Х. Красота фракталов. М.: Мир, 1993. 176 с.
54. Паников Н.С. Математическое моделирование роста микроорганизмов в почве // Биол. Науки, №12, 1988. с.58-65.
55. Пегов С.А., Хомяков П.М. Моделирование развития экологических систем. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 222 с.
56. Перт С.Дж. Основы культивирования микроорганизмов и клеток. М.: Мир, 1978. 336 с.
57. Пильгунова М.Ю. Влияние орошения на характер профильного распределения содержания гумуса в южных черноземах одесской области. // Вестник МГУ, 1983, сер.17, Почвоведение, №3
58. Полуэктов Р.А., Пых Ю.А., Швытов А.А. Динамические модели экологических систем. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 288 с.
59. Пономаренко С.В., Таргульян В.О., Шоба С.А. Начальные этапы формирования почв в лесной зоне на суглинистых отложениях // Микроморфология антропогенных изменений почв. М. 1988. с.164-183.
60. Райс Э. Аллелопатия М. Мир, 1978. 392 с.
61. Рогинский С.З., Яновский М.И., Берман А.Д. Основы применения хроматографии в катализе. М.: Наука, 1972. 376 с.
62. Роде А.А. Почвообразовательный процесс и эволюция почв. М.: ОГИЗ, 1947. 142 с.
63. Роде А.А. Почвенная влага. М.: Из-во АН СССР, 1952. 456 с.
64. Родин Л.Е., Базилевич Н.И. Динамика органического вещества... М.-Л. Наука, 1965. 254 с.
65. Рубин А.Б. Биофизика. М.: Высшая школа, 1987. 320 с.
66. Рубин А.Б. Лекции по биофизике. М.: МГУ, 1994. 160 с.

67. Рубин А.Б. Пытьева Н.Ф. Ризниченко Г.Ю. Кинетика биологических процессов. М. МГУ, 1984, 284 с.
68. Рыжова И.М. Анализ устойчивости системы гумус почвы – растительный покров на основе нелинейной модели круговорота углерода // Вестник МГУ, сер. 17, 1992, №3. с.12-18.
69. Рыжова И.М. Анализ отклика экосистем на изменения параметров круговорота углерода методом математического моделирования // Почвоведение, 1995, №1. с.50-55.
70. Свиричев Ю.М. Нелинейные волны, диссипативные структуры и катастрофы в экологии. М.: Наука, 1987. 368 с.
71. Свиричев Ю.М., Логофет Д.О. Устойчивость биологических сообществ. М.: Наука, 1978. 352 с.
72. Сельскохозяйственные экосистемы. М. Агрпромиздат, 1987. с.85-103.
73. Семенов А.М. Осцилляции микробных сообществ в почвах // Перспективы развития почвенной биологии . М.: МАКС Пресс. 2001. С.57-72.
74. Смагин А.В. Почва как результат самоорганизации биогеоценоза // Докл. АН СССР, 1989, т.308, №3. с.729-731.
75. Смагин А.В. Агрегатный уровень организации песчаных почв сосновых БГЦ // Почвоведение 1993, №6. с.16-23.
76. Смагин А.В. К теории устойчивости почв // Почвоведение. 1994. №12. С. 26-33.
77. Смагин А.В. Биогеоценологическое направление в почвоведении // Почвоведение. 1996. №3. С. 298-309.
78. Смагин А. В. Линейный анализ неустойчивости фронта впитывания как причины преимущественных потоков в однородной пористой среде // Лизимитрические исследования почв. М.: МГУ, 1998. 226 с.
79. Смагин А.В. Газовая фаза почв. М. МГУ, 1999. 200 с.
80. Смагин А.В. Режимы функционирования динамических биокосных систем // Почвоведение, 1999, №12. с.1433-1447.
81. Смагин А.В. Газовая функция почв // Почвоведение, 2000, №10. с.
82. Смагин А.В. Распределенные кинетические модели органофила почв // Вестн. МГУ, сер.17 (в печати)
83. Смагин А.В., Савельев А.А., Смагина М.В. Организация песчаных почв сосновых БГЦ // Почвоведение. 1992. №9. С. 120-130.

84. Смагин А.В., Садовникова Н.Б. Влияние сильнонабухающих полимерных гидрогелей на водоудерживающую способность легких почв // Почвоведение 1994, №11. с.50-55.
85. Смагин А.В., Садовникова Н.Б., Мизури Маауиа Бен Али Определение основной гидрофизической характеристики почв методом центрифугирования // Почвоведение, 1998, №11. с.1362-1370.
86. Смагин А.В., Садовникова Н.Б., Хайдапова Д.Д., Шевченко Е.М. Экологическая оценка биофизического состояния почв. М. МГУ, 1999, 48 с.
87. Сметник А.А., Губер А.К. Расчет гидрохимических параметров миграции гербицидов в почвенных колонках. // Почвоведение, 1996, №8, с.1021-1026.
88. Сметник А.А., Губер А.К. Проверка достоверности математической модели миграции пестицидов в черноземе типичном. // Почвоведение, 1997, N10,с.1260-1264.
89. Смит Дж.М. Модели в экологии. М. Мир 1976, 184 с.
90. Современные физические и химические методы исследования почв. М.: МГУ, 1987. 204 с.
91. Соколов И.А., Таргульян В.О. Взаимодействие почвы и среды: почва-память и почва-момент // Изучение и освоение природной среды, М. 1976. С. 150-164.
92. Сорокина Н.П., Когут Б.М. Динамика содержания гумуса в пахотных черноземах и подходы к ее описанию // Почвоведение, 1992, №2. с.178-184.
93. Сукачев В.Н. Основы лесной биогеоценологии. М.: Наука, 1964. 574 с.
94. Таргульян В.О. Общепланетарная модель экзогенеза и педогенез // Успехи почвоведения. М.: Наука, 1986. С. 101-108.
95. Титлянова А.А. О режимах биологического круговорота в наземных биогеоценозах // Почвоведение. 1989. №6. С. 71-80.
96. Титлянова А.А. Биологический круговорот углерода в травяных биогеоценозах. Новосибирск, Наука, 1977. 222 с.
97. Титлянова А.А. Эмиссия диоксида углерода из почв Западной Сибири // Эмиссия и сток парниковых газов на территории Северной Евразии. Пушино 2000. с.55-56.
98. Томпсон Дж. М. Т. Неустойчивости и катастрофы в науке и технике. М.: Мир, 1985. 254 с.
99. Трибис В.П. Оценка скорости минерализации органического вещества торфяных почв // Почвоведение, 1990, №2. С.105-110.

100. Трофимов С.Я., Седов С.Н. Функционирование почв в биогеопе-нозах: подходы к описанию и анализу // Почвоведение. 1997. №6. С. 770-778.
101. Трофимов С.Я., Вотнер П., Куту М.М. Разложение органического вещества лесных почв в лабораторных условиях // Почвоведение, 1998, №12. с.1480-1488.
102. Хильми Г.Ф. Философские проблемы преобразования природы // Взаимодействие наук при изучении Земли. М. Наука, 1964. с.55-65.
103. Челядник П.Т. Закономерности профильного распределения некоторых почвенных характеристик водораздельных и эродированных черноземов Юго - Западной Украины - Автореферат канд. дисс., Ки-шинев, 1970. 28с.
104. Черноземы СССР,Т1, 1974, М.: «Колос». 560 с.
105. Чертов О.И. Имитационная модель минерализации и гумифика-ции лесного опада и подстилки // Ж.О.Б. 1985, т.46, №6. с.794-804.
106. Чичагова О.А. Современные направления радиоуглеродных ис-следований органического вещества почв // Почвоведение 1996, №1. с. 99-101.
107. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Из-во АН СССР, 1955. 672 с.
108. Шевелуха В.С. Рост растений и его регуляция в онтогенезе. М.: Колос,1992. 600 с.
109. Эвальд Э. О взаимоотношении исследований в области генезиса и экологии почв // Почвоведение. 1972. №2. С. 22-28.
110. Andren O., Katterer T. ICBM: The introductory carbon balance model for exploration of soil carbon balances // Ecological Appl.. 1997, 7(4), p.1226-1236.
111. Amali S. Rolston D.E., Yamaguchi T/ Transient multicomponent gas-phase transport of volatile organic chemicals in porous media // J. Env. Qual. 1996. V. 158. P. 106-114.
112. Andren O., Katterer T. Soil carbon sequestration made simple – the minimum modeling effort // Эмиссия и сток парниковых газов на терри-тории Северной Евразии. Пушино, 2000. с.109.
113. Ball D.F., Williams W.H. Soil development on coastal dunes of Holk-ham, Norfolk // Тр. 10 межд. Конгр. Почвоведов. М. Наука, 1974. т.6. с.380-387.
114. Beven, K., Germann, P. 1982. Macropores and water flow in soils. // Water Resour. Res. 18, p. 1311-1325.

115. Boesten, J.J.T.I. , Van der Linden, A.M.A. 1991. Modeling the influence of sorption and transformation on pesticide leaching and persistence.// J. Environ. Qual. 20, P. 425-435.
116. Bridges E.M., Batjes N.H. Soil gaseous emissions and global climate change // Geography, 1996, V.81 (2), p.155-169.
117. Campbell G.S. Soil Physics with BASIC. Elsevier Sci. 1985. 268 p.
118. Driven by Nature: Plant litter quality and decomposition. Cab International. UK. 1997. 409 p.
119. Freitag H.E., Luttlisch M. Nachweis typischer Reaktions Geschwindigkeitskonstanten bei der Mineralisierung der organischen Bodensubstanz // Arch. Acker- und Pflanzenbau , 1988, Bd.32, №9, s.569-575.
120. Geoderma V. 70, spec. issue: Fingered flow in unsaturated soil. Elsevier Sci Publ.. 1996. P. 83-324.
121. Glagolev M, Panikov N, Inoue G. Vodelling of methane emission to atmosphere in West-Siberian wetland // Proc. of 6th Sump. on the joint Siberian permafrost studies...1998. Tsukuba. Japan. P. 175-190.
122. Glass R.J., Steenhuis T.S., Parlange J.Y. Mechanism for finger persistence in homogeneous unsaturated porous media // Soil Sci. 1989. V.148. №1. P. 60-70.
123. Hunt H.W. A simulation model for decomposition in grasslands // Ecology, 1977, V.58, p.469-484.
124. Houghton R.A. Changes in the storage of terrestrial carbon since 1850 // Soils and global change. CRC. Lewis, 1955.
125. Jarvis, N.J. 1994. The MACRO model (Version 3.1). Technical description and sample simulations. Reports and Dissertations 19, Dept. Soil Sci., Swedish Univ. Agric. Sci., Uppsala, 51 pp.
126. Jaukainen E. Age and degree of podzolization of sand soils on coastal plain of Northwest Finland // Comment Biological 1973. №68, p.32.
127. Katterer T. et al. Temperature dependence of organic matter decomposition: a critical review using literature data analyzed with different models // Bio Fertile Soils 1998, №27, p.258-262.
128. Katterer T., Andren O. Long-term agricultural field experiment in North Europe: analysis of the influence of management on soil carbon stocks using the ICBM model // Agricult. Ecosys. and Envir. 1999 (72), p.165-179.
129. Mc Coy B.J., Rolston D.E. Convective transport of gases in moist porous media // Env. Sci. Tech. 1992. V.26. P. 2468-2476.
130. Murasyama S., Abu Bakar Z. Decomposition of tropical peat soils // JARQ, 1996, V.30. P. 145-158.

131. Nieber, J.L. 1996. Modeling finger development and persistence in initially dry porous media. // *Geoderma*, 70, P. 207-229.
132. O'Brien B., Stout J. Movement and turnover of soil organic matter as indicated by carbon isotope measurement // *Soil Biol. Biochem.*, 1978. V10. №4.
133. Paris D.F., Steen W.C. et al. Second-order model to predict microbiological degradation of organic compounds in natural waters. *Appl. Env. Microb.* 1981, V.41, №3. p.603-609.
134. Parlanger J.Y., Hill D.E. Theoretical analysis of wetting front instability in soils // *Soil Sci.* 1976. V.122. №6. P. 236-239.
135. Philip J.R. Stability analysis of infiltration // *Soil Sci. Am. Proc.* 1975. V.39. P. 1042-1049.
136. Raats P.A.C. Unstable wetting fronts in uniform and nonuniform soils // *Soil Sci. Am. Proc.* 1973. V.37. P.681-685.
137. Ritsema, C.J., Dekker, L.W., Hendrickx, J.M.H. & Hamminga, W. 1993. Preferential flow mechanism in a water repellent sandy soil. // *Water Resour. Res.*, 29, P. 2183-2193.
138. de Rooij G.H. Preferent flow in water-repellent sandy soils. *Doct. thesis. Wageningen Agricultural Univ. Netherlands.* 1997. 229 p.
139. Saffman P.G., Taylor G.I. The penetration of a fluid into porous medium... // *Proc. R. Soc. Lond. A* 245. 1958. P. 312-331.
140. Silver W.L. The potential effects of elevated CO₂ and climate change on tropical forest soils and biogeochemical cycling // *Climatic change*, 1998, V.39, Kluw. Ac. Publ.
141. Singleton G.A., Lavkulich L.M. A soil chronosequence on beach sands, Vancouver Island, British Columbia // *Can. J. Soil Sci.* 1987, V.67, №4, p.795-810.
142. Thomas, G.W., Phillips, R.E. 1979. Consequences of water movement in macropores. *J. Environ. Qual.* 8, 149-152.
143. Valocchi, A.J. 1990. Use of temporal moment analysis to study reactive solute transport in aggregated porous media.// *Geoderma* 46, 233-247.
144. Van Genuchten, M. Th. Non-equilibrium transport parameters from miscible displacement experiments // *Res. Rep. No. 119, U. S. Salinity Lab., USDA, ARS, Riverside, CA*, 1981.
145. Van Genuchten, M.T., Dalton, F.N. 1986. Models for simulating salt movement in aggregated field soils.// *Geoderma* 38, 165-183.
146. White, R.E. 1985. The influence of macropores on the transport of dissolved and suspended matter through soil. // *Adv. Soil Sci.* 3, 95-120.

Оглавление

Введение	3
Глава 1. Потенциальные режимы функционирования динамических биокосных систем.....	9
Глава 2. Балансовые и линейные кинетические модели динамики запасов органического вещества почв.....	29
Глава 3. Нелинейные кинетические модели динамики запасов органического вещества почв.....	61
Глава 4. Распределенные модели динамики органического вещества почв.....	84
Список литературы.....	111

Учебное пособие

Смагин Андрей Валентинович
Садовникова Надежда Борисовна
Смагина Марина Валентиновна
Глаголев Михаил Владимирович
Шевченко Елена Михайловна
Хайданова Долтор Дорджисвна
Губер Андрей Кириллович

Моделирование динамики органического вещества почв

Изд. лиц. № 040414 от 18.04.97.

Подписано в печать 12.04.01

Формат 60×90/16. Бумага офс. № 1.

Печать РИЗО

Усл. печ. л. 7,5

Уч. изд. л. 7,1

Тираж 500 экз. Заказ 2001/04/2

Ордена «Знак Почета» Издательство Московского университета
103009, Москва, Б. Никитская ул., 5/7.
Отпечатано с оригинал-макета в ООО «ОМЕГА-РИЧ».
123007, Москва, 5-я Магистральная ул., д. 10/а.