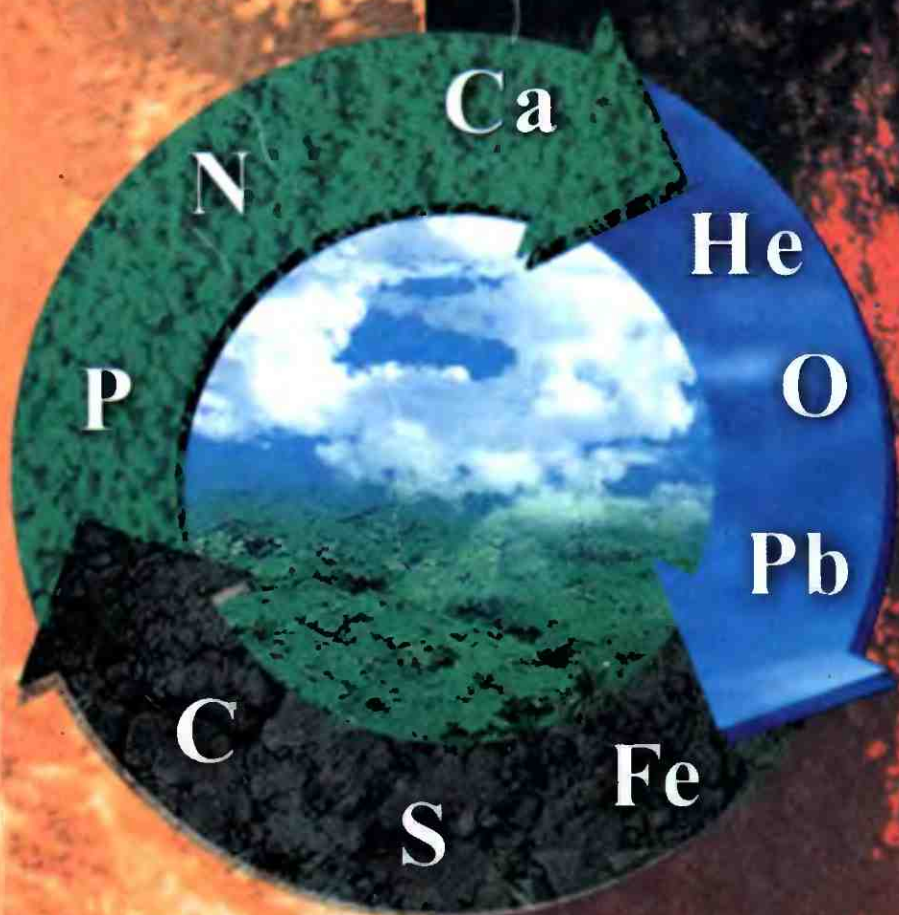


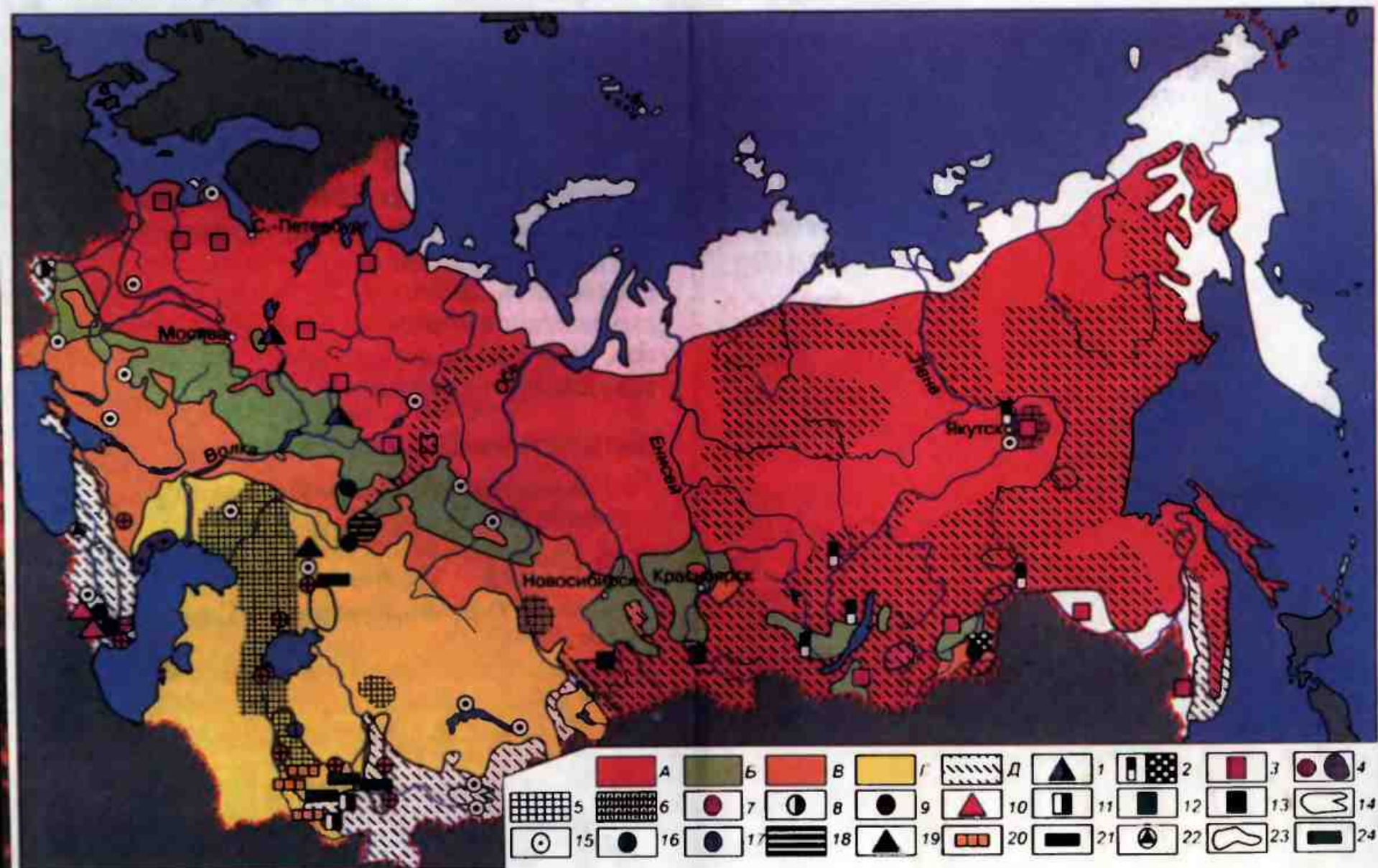
А.С.ОРЛОВ О.С.БЕЗУГЛОВА

Биогеохимия

УЧЕБНИК ДЛЯ СТУДЕНТОВ ВУЗОВ



СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ЗОН И ПРОВИНЦИЙ (ПО В. В. КОВАЛЬСКОМУ)



А - таежно-лесная зона, провинции: 1 - бедные молибденом и кобальтом, 2 - обогащенные стронцием, бедные кальцием, 3 - с недостатком селена;

Б - лесостепная зона; В - степная, черноземная зона; Г - сухостепная, полупустынная и пустынная зона, провинции:

4 - с недостаточным содержанием меди, избыточным - молибдена и сульфатов, 5 - с избытком бора, 6 - с пониженным содержанием меди и кобальта, повышенным - молибдена и бора, Д - горные зоны. Азональные биогеохимические провинции: 7 - богатые кобальтом, 8 - бедные молибденом и марганцем, 9 - богатые свинцом, 10 - обогащенные молибденом, 11 - с избыточным содержанием стронция и кальция, 12 - обогащенные селеном, 13 - с неблагоприятным соотношением меди, молибдена и свинца, 14 - обогащенные ураном, 15 - с избытком фтора, 16 - обогащенные медью, 17 - с нарушенным обменом меди, 18 - богатые никелем, магнием, стронцием, бедные кобальтом, марганцем, 19 - богатые никелем, 20 - обогащенные литием, 21 - обогащенные хромом, 22 - обогащенные марганцем, 23 - с недостатком фтора, 24 - с недостатком цинка в пастбищных растениях. Обогащение провинций некоторыми элементами может быть как естественным, так и техногенным.

Серия «Учебники, учеб-

О. С. Безуглова

Д. С. Орлов

БИОГЕОХИМИЯ

*Допущено Министерством образования России
в качестве учебника для высших учебных
заведений, обучающихся по направлениям
«Почвоведение», «Биология», «География»,
«Агроэкономика», «Агрохимия и агропочвоведение»*

«Феникс»

Ростов-на-Дону

2000

ББК Е072.8

Б 40

Рецензенты:

Кафедра экологии и природопользования РГУ
(зав. кафедрой, докт. биол. наук, проф. В. Ф. Вальков)
докт. техн. наук, проф. РГСУ,
академик РЖКА Н. С. Серпокрылов
докт. биол. наук, проф. МТУ Л. О. Карпачевский

О. С. Безуглова, Д. С. Орлов

Б 40 Биогеохимия. Учебник для студентов высших учебных заведений. Серия «Учебники, учебные пособия». – Ростов н/Д: «Феникс», 2000. – 320 с.

В учебнике изложены взгляды В. И. Вернадского, его учеников и последователей на особенности биосферы как структурной оболочки планеты Земля, миграцию веществ и влияние геохимической среды на развитие, и химический состав растений, биогеохимические функции живого вещества. Большое внимание уделено теме «Биологический круговорот веществ как форма развития планеты Земля». Рассмотрены особенности круговорота в системе почва – растение в биоценозах и агроценозах в различных природных зонах. Отдельный раздел посвящен биогеохимическим циклам важнейших химических элементов, в том числе тяжелых металлов – приоритетных загрязнителей окружающей среды. Особенности современного периода в развитии биосферы и роль техногенеза в загрязнении окружающей среды раскрыты в главе «Ноосфера».

Учебник рассчитан на студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальностям «Почвоведение», «Биология», «География», «Агрохимия и агропочвоведение», «Агроэкономика», «Инженерная защита окружающей среды».

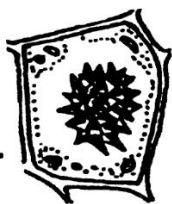
Работа подготовлена по грантам РФФИ 96-15-97791, 99-04-48007. ИНТАС-РФФИ IR-97-0548.

ISBN 5-222-01018-x

ББК Е072.8

© Автор: Безуглова О. С.,
Орлов Д. С., 2000

© Оформление:
Изд-во «Феникс», 2000



Глава 1

ПОНЯТИЕ О БИОГЕОХИМИИ КАК НАУКЕ

Исторические и методологические предпосылки возникновения биогeoхимии как науки, краткая история науки

Роль В.И. Вернадского в становлении системы наук о Земле

Связь с другими науками

Задачи биогeoхимии

ИСТОРИЧЕСКИЕ И МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ БИОГЕОХИМИИ КАК НАУКИ

Биогеохимия – сравнительно молодая наука. Так, в «Большой Советской Энциклопедии» (1-е изд., 1927) упоминания о ней нет, но есть такие понятия как «био-генез», «биогеография», «биогенетический закон». В той же энциклопедии (1929) есть объяснение термину «геохимия»: «Новая научная дисциплина, которая рассматривается как история химических элементов Земли» (Ферсман, 1929).

Геохимия как наука родилась в первом десятилетии XX века в России. Ее основателем был **Владимир Иванович Вернадский**, хотя термин «геохимия» был предложен гораздо раньше (в 1838 году) швейцарским химиком Христианом Шёнбейном для обозначения науки о химических процессах в земной коре. Однако химические процессы в земной коре изучает целый ряд наук – минералогия, петрография, кристаллография, поэтому этот термин не прижился и был использован В. И. Вернадским для обозначения новой науки, основы которой были заложены им, – науки об истории атомов Земли.

В. И. Вернадский дал краткое и в то же время очень емкое определение этой науки: «Геохимия – история химических элементов нашей планеты». Объектом изучения в геохимии является химический элемент, его



распределение и миграция в разных системах. Геохимия – гибридная наука, она возникла на стыке химии и геологии, так как в ее задачи входит изучение всеобщего рассеяния химических элементов, определение среднего состава земной коры, исследование неминеральной формы нахождения элементов в литосфере. Современная геохимия включает в себя ряд самостоятельных наук, в связи с чем ее следует рассматривать как систему наук. Одной из таких наук является биогеохимия.

Биогеохимия – это часть геохимии, изучающая геохимические процессы, происходящие в биосфере при участии живого вещества.

Строго говоря, довольно трудно различить понятия «геохимия» и «биогеохимия», поскольку различия между ними сводятся только к тому, участвуют ли живые организмы в судьбе атомов химических элементов в Земле или нет. Но, как подчеркивал В. А. Ковда, нет таких сфер в толще Земли, включая магму, которые не несли бы в себе отзвуки прошедших (прошлых) биологических процессов.

Методологической основой биогеохимии, по И. И. Дедю (Экологический энциклопедический словарь, 1989), являются разработанные в 1924 году В. И. Вернадским принципы взаимодействия между живым и косным веществом. Эти принципы определяют фундаментальные законы, управляющие геохимической деятельностью живых организмов в биосфере. Сводятся они к следующему:

1. Биогенная миграция атомов химических элементов в биосфере всегда стремится к максимальному своему проявлению;

2. Эволюция видов, в ходе геологического времени приводящая к созданию устойчивых в биосфере форм жизни, идет в направлении, увеличивающем биогенную миграцию атомов в биосфере.



Таким образом, возникновение и становление биогеохимии как науки также связано с именем В. И. Вернадского. Благодаря его работам выявлена исключительно важная роль живого вещества в миграции химических элементов и термодинамике планеты в целом. В. И. Вернадский писал: «Живые организмы являются функцией биосферы и теснейшим образом материально и энергетически с нею связаны, являются огромной геологической силой, ее определяющей» (Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., 1987).

В глобальном масштабе геохимическую роль живого вещества следует рассматривать как мощный исторически сложившийся геологический фактор массо- и энергопереноса. Именно биогеохимическая энергия живого вещества – основной движущий фактор развития процессов в биосфере. А. И. Перельман (1989), указывает на 3 аспекта геохимической деятельности живых организмов.

1. Живые организмы непосредственно концентрируют отдельные элементы или группы элементов. В результате селективного концентрирования после отмирания живых организмов происходит образование горных пород с органо-морфной структурой и текстурой – угли, торф, сапропелит, коралловые известняки и т.д.

2. Живое вещество – самый сильный фактор миграции элементов в экосистемах.

3. Деятельность живого вещества – важнейший фактор миграции элементов *за время геологической истории Земли*, определяющий всю геохимию земной коры. Результатом жизнедеятельности живых организмов за миллиарды лет стал биогеохимический круговорот и дифференциация элементов, создавших биосферу и являющихся основой ее функционирования.

В настоящее время круговорот веществ в природе определяется совместным действием биологических, гео-



химических и геофизических факторов. Хозяйственная деятельность человека привела к тому, что антропогенный фактор приравнялся к природным биогеохимическим факторам миграции вещества, а в некоторых звеньях природных круговоротов стал главенствующим.

Все эти аспекты деятельности живых организмов и изучает биогеохимия.

В «Экологическом энциклопедическом словаре» И. И. Дедю дает развернутое определение биогеохимии как науки:

Биогеохимия – комплексная научная дисциплина на стыке биологии и геохимии, изучающая химический состав живых организмов и их участие в геохимических процессах, происходящих в биосфере Земли (Дедю, 1989, с. 408).

Итак, биогеохимия – это наука о геохимической роли организмов. Истоки ее рождения уходят в 20-е годы нашего столетия, когда в 1923 году В.И. Вернадский основал в Академии наук отдел «БИОГЕЛ», преобразованный в 1929 году в биогеохимическую лабораторию. Именно здесь сосредоточились исследования о геохимической роли организмов. Но, естественно, эти работы начинались не на пустом месте.

Свидетельство знания о взаимосвязи всего сущего мы находим в трудах Гермеса Трисмегиста: «И все поколение одушевленной плоти и семян фруктов, и все творения тленные будут разложены и обновлены Необходимостью, ... и периодичным круговым движением Природы...» (Священная речь Гермеса Триждывеличайшего. По изданию «Гермес Трисмегист и герметическая традиция Востока и Запада», перевод К. Богуцкого, 1998, с. 29).

В. И. Вернадский был широко образованным человеком, он хорошо знал поэзию Востока и подчеркивал, что



идея связи всего живого и неживого в природе пронизывает все поэтическое наследие Омара Хайяма (1040–1123). В одной из своих работ он приводит такие стихи Омара Хайяма:

«Я видел на нашем базаре вчера
Топтавшего глину ногой гончара
И слышал я глины печальный урек:
“Была гончаром я. О, как ты жесток”.
До нас, как и ныне, сменялись и зори и ночи,
И небо, как ныне, свершало свой круг вековой,
Ступай осторожней на пыльную землю ногой.
Ты топчешь не пыль, а прелестной красавицы очи».

Необходимо отдать должное австрийскому ученому **Эдуарду Зюсссу (Suess, 1831–1914)**, описавшему трансформацию земной поверхности на протяжении многих веков, изменения органического мира, происхождение минеральных вод и других рудных месторождений. Именно Зюсс ввел в науку еще в 1875 году и термин «биосфера».

Определенный вклад внесли и работы **Павла Андреевича Костычева (1845–1895)**. Показав, что почвообразование – биологический процесс, обязанный своим развитием деятельности растительности и микроорганизмов, он фактически заложил основы учения о почвообразовании как биогеохимическом явлении (не употребляя в своих трудах этого термина).

Характеризуя исторические предпосылки возникновения новой науки, А. Е. Ферсман (1929) писал, что в конце XIX столетия образовались две геохимические школы. Одна из них, возглавляемая американским химиком Ф. Кларком, была связана с геохимическими расчетами, другая, основанная В. И. Вернадским, положила начало геохимической географии и биогеохимии.



Свою научную деятельность **Владимир Иванович Вернадский (1863–1945)** начал как почвовед, участвуя в 80-е годы прошлого века, еще студентом, в экспедициях своего учителя, основателя современного почвоведения В. В. Докучаева. Изучая состав различных почв, В. И. Вернадский глубоко заинтересовался минералогией и кристаллографией, и это на долгие годы определило направление его научной деятельности. Из общего числа его работ, а их около 400, примерно третья часть посвящена различным вопросам минералогии. Самое пристальное внимание он уделял химическому составу минералов, особенно алюмосиликатов, распространению в минералах редких элементов. Именно этим вопросам были посвящены его магистерская («О группе силлиманита и роли глинозема в силикатах», 1891) и докторская («Явления скольжения кристаллического вещества», 1897) диссертации. Другое направление минералогии, которому В. И. Вернадский также посвятил многие годы, – изоморфизм. На основании обобщения огромного фактического материала он установил изоморфные ряды элементов для различных термодинамических оболочек земного шара, которые в геологической литературе известны под названием «эмпирических изоморфных рядов В. И. Вернадского». Таким образом, в минералогии В. И. Вернадский внес генетический подход, тесно связывая форму кристаллизации, твердость, цвет и другие физические свойства минералов с их химическим составом и условиями образования. По существу, это явилось началом геохимии. Отсюда возник и естественный интерес ученого к химии отдельных элементов не только в земной коре, но и в других оболочках Земли. Именно В. И. Вернадский впервые полностью включил в таблицу кларков химический состав гидросферы, атмосферы и биосферы, внес существенные



поправки в величины кларков некоторых органогенных элементов в связи с изучением живого вещества.

В. И. Вернадский опубликовал ряд работ, имевших огромное значение в становлении биогеохимии как науки. В 1926 году вышла в свет его «Биосфера», в 1927–«Очерки геохимии», в 1940 – «Биогеохимические очерки». Под влиянием трудов В. И. Вернадского биогеохимические исследования стали проводить во Франции, США и в других странах. Однако объем этих исследований был невелик. В 20-е – 30-е годы биогеохимия как наука развивалась медленно, в научных кругах бытовало скептическое отношение. Это было связано с исключительной дискретностью жизни, ничтожностью геологической роли отдельного организма по сравнению с работой рек, ледников, ветра, вулканов, морей и океанов. Удел живых организмов – приспособляться к обстановке, создаваемой этими могучими силами – так считало большинство натуралистов XIX – начала XX столетий. Чтобы оценить геологическую роль организмов, понадобился совершенно иной подход к работе организмов: рассмотреть жизнь в целом. И это сделал В. И. Вернадский введением в науку понятия **«живое вещество»**, под которым понимал *совокупность организмов планеты или какой-нибудь ее части, выраженную в единицах массы, энергии, информации*. При таком подходе роль организмов в земной коре представала в совершенно новом грандиозном виде.

Изучая живое вещество, В. И. Вернадский естественно подошел к анализу строения той оболочки Земли, в пределах которой оно существует – биосферы. Он очертил пределы биосферы, включив в нее всю гидросферу, нижнюю часть атмосферы и верхнюю часть земной коры. Он определил общую массу живого вещества биосферы и закономерности его распределения в пространстве,



выделив пленки сгущения живого вещества, соответствующие почвенному слою на суше и нескольким верхним метрам воды в океане. Он положил начало изучению циклов химических элементов, проходящих через живое вещество биосферы.

Итак, первым трудом, содержащим общую концепцию биосферы и основы новой науки, была книга В.И. Вернадского «Биосфера» (1926), написанная на основе лекций, прочитанных им в 1922–1926 годах в Карловом университете в Праге и в Сорбонне. Причем, за рубежом эти лекции были изданы еще раньше, чем у нас. В 1924 году в Париже вышла 1-я часть этих лекций под названием «La Geochime», а в СССР «Очерки геохимии» были опубликованы лишь в 1927 году. Представления В. И. Вернадского о биосфере не оставались неизменными. Ф. Т. Яншина, изучив его труды, посвященные биосфере, пришла к выводу, что наиболее существенный пересмотр представлений о биосфере был сделан В. И. Вернадским в середине 30-х годов. Так, в своих ранних работах, в том числе и в «Биосфере», В. И. Вернадский, придерживаясь взглядов флорентийского ученого Франческо Реди, провозглашает «принцип Реди» – «все живое – от живого». Он разделяет гипотезу шведского ученого Сванте Аррениуса, согласно которой жизнь в виде спор была занесена на Землю солнечным ветром. Позже, основываясь на последних достижениях в различных областях знания, он отказался от этих представлений и признал возможность появления жизни на Земле путем абиогенеза. В. И. Вернадский показал эволюцию биосферы, акцентируя внимание на постепенном увеличении в процессе геологической истории Земли массы живого вещества и изменении его химического состава. Он изменил свою точку зрения на деятельность человечества и стал рассматривать ее как закономер-



ный эволюционный этап развития биосферы. Ученый верил в могущество человеческого разума и полагал, что рано или поздно человечество преодолеет негативные последствия техногенеза и обеспечит в будущем разумное преобразование компонентов биосферы. Для этого будущего эволюционного состояния биосферы Земли В. И. Вернадский принял термин «ноосфера», предложенный в 1927 году французским философом и математиком Э. Леруа (Le Roy, 1870–1954).

Завершая краткий и далеко не полный обзор вклада В. И. Вернадского в развитие науки, необходимо заметить следующее. В. И. Вернадский был своеобразным ученым. Многие термины он использовал в несколько отличных от общепринятого смыслах. В его трудах запечатлено в большой мере течение мыслей, нежели набор фактов. Поэтому научное наследие ученого скорее философский анализ ряда очень важных проблем, рассуждения на различные темы, его мнения, а не конкретные положения и факты. Но именно этим и объясняется очень большое влияние В. И. Вернадского на развитие науки. Его труды явились основой для развития многих других современных научных направлений (гидрохимии, космохимии, радиохимии и радиогеологии).

В 30-е годы большое внимание учеными-геохимиками и биогеохимиками уделялось миграции элементов в растворах и расплавах, где элементы часто находятся в форме ионов. Основоположителем ионной концепции был норвежский ученый Гольдшмидт Виктор Мориц (1888–1947). Он вычислил размеры ионных радиусов (1926), установил соотношения между положением элементов в периодической таблице и размерами их атомов и ионов. Много внимания уделил проблеме среднего содержания элементов в земной коре, разработал геохимическую классификацию химических элементов. Ввел



ряд терминов, в частности, «лантаниды». Исследовал распространенность в природе германия, скандия, галлия, бериллия и др. Открыл 1-й закон кристаллохимии и правила изоморфизма, занимался геохимией минералов. Влияние его идей было так велико, что в 30-е и 40-е годы геохимия развивалась по кристаллохимическому направлению. Гольдшмидт вместе с В. И. Вернадским, А. Е. Ферсманом, Ф. У. Кларком – признанный основоположник геохимии.

Кларк Франк Уиглсуорт (1847–1931), руководитель химической лаборатории американского геологического комитета в Вашингтоне. Выполнил, по разработанному им методу, подсчеты среднего химического состава земной коры. В. И. Вернадский писал: «Кларк не ставил резко и определенно задачу геохимии как задачу изучения истории атомов планеты; это течение геохимии возникло позже и вне его мысли. Но благодаря тому реальному значению, какое возымели числа Кларка в новых учениях об атомах, тому влиянию, какое они оказывали на физическую и химическую мысль XX столетия, его работа целиком вошла в представления, слагавшиеся вне его кругозора». Кларк наряду с В. И. Вернадским заслуженно включен в число основоположников геохимии. Отмечая заслуги Кларка в этом вопросе, А. Е. Ферсман предложил числовые оценки среднего содержания химических элементов в земной коре, гидросфере, атмосфере, почве, различных типах горных пород, космических объектах, выраженные в единицах массы (% , г/т и др.) либо в ат. %, называть кларками.

Немалый вклад в развитие биогеохимии как науки внес выдающийся современник В.И. Вернадского **Борис Борисович Полынов (1877–1952)**. Он выполнил замечательные исследования ландшафтов Дона, амурской тайги и засоленных почв. С его именем связывают со-



здание новой науки – **геохимии ландшафта**, сближающей его труды с биогеохимией Вернадского. В последние годы жизни Б. Б. Полынов приступил к разработке учения о ландшафтах, создал методологию сопряженного геохимического анализа всех компонентов ландшафта. Под руководством Б. Б. Полынова его учениками в разных почвенно-климатических зонах страны были проведены оригинальные исследования круговорота веществ между почвой и растением, внесшие значительный вклад в понимание биогеохимических циклов элементов.

Гедройц Константин Казтанович (1872–1932), почвовед-химик. Разработал учение о почвенных коллоидах, ионном обмене, ряд оригинальных методов анализа почв. Изучал роль живых организмов в формировании химического состава почв.

Ферсман Александр Евгеньевич (1883–1945), геохимик и минералог. Ученик В.И. Вернадского, окончил Московский университет, работал в Париже, в Гельдерберге (у Гольдшмидта). В советское время – директор Минералогического музея АН СССР, основанного В. И. Вернадским в Ленинграде Радиевого института. А. Е. Ферсман был основателем и директором Геохимического института АН СССР. Результатом геохимических исследований А.Е. Ферсмана на Кольском полуострове в 20-х годах стали не только выдающиеся теоретические труды, но и открытие крупнейших месторождений апатитов и другого сырья.

Виноградов Александр Павлович (1895–1975), геохимик и биогеохимик, ученик В. И. Вернадского. Директор института геохимии и аналитической химии АН СССР, с 1953 г. заведовал также кафедрой геохимии МГУ. Занимался вопросами формирования земных оболочек, химической эволюции Земли, геохимии изотопов, развил учение о биогеохимических провинциях, описал



биогеохимические эндеми. Он также разработал биогеохимический метод поиска полезных ископаемых и ряд новых методов анализа малых количеств элементов, в том числе редких (полярография, спектроскопия).

Клечковский Всеволод Маврикиевич (1900–1972), профессор ТСХА. Изучал питание растений с помощью меченых атомов, создал ряд приборов. Описал поведение продуктов деления тяжелых ядер: изотопов стронция, иттрия, циркония.

Сауков Александр Александрович (1902–1964), геохимик, ученик А. Е. Ферсмана. Изучал геохимию редких и рассеянных элементов (особенно ртути), разработал геохимические методы поиска полезных ископаемых. Занимаясь эволюцией факторов миграции элементов в истории развития Земли, развил историческое направление в геохимии.

Пейве Ян Вольдемарович (1906–1976), президент АН Латвии. Область его научных интересов – химия и биохимия микроэлементов в почвах и других средах, в растениях. Исследовал роль микроэлементов в питании растений и в фиксации азота клубеньковыми бактериями.

Ковда Виктор Абрамович (1904–1991), почвовед с ярко выраженными интересами в области геохимии и биогеохимии. В этом направлении им опубликовано несколько монографий. Изучал проблемы биологической продуктивности почв, создал теорию геохимического накопления солей в почвах, учение о роли почв в накоплении и перераспределении жизненно необходимых химических элементов и запасов энергии в биосфере.

Тимофеев-Ресовский Николай Владимирович (1900–1981), биолог, генетик, основоположник популяционной и радиационной генетики. В русле идей В. И. Вернадского и В. Н. Сукачева разрабатывал биосферно-экологические проблемы. Изучал распределение химичес-



ких элементов (с использованием метода меченых атомов) по тканям и органам животных, по различным компонентам природных и модельных биогеоценозов.

Ковальский Виктор Владиславович (1899–1984), круг его научных интересов – эволюционная биохимия, биогеохимия, экология. Создал систему биогеохимического районирования и картирования, разработал районирование по микроэлементам, как для отдельных регионов, так и для всей планеты. Считается основоположником нового направления в экологии и биогеохимии – **геохимической экологии** животных, растений, микроорганизмов.

Существенный вклад в развитие биогеохимии внесли многие другие ученые. Они не всегда употребляли термин «биогеохимия», говорили о «геохимии», «биохимии», «химии почв», но их работы фактически являются составляющими этой дисциплины (рис.1).

**ГЕОХИМИЯ
ЛАНДШАФТОВ**

*Б. Б. Польшов,
М. А. Глазювская,
А. И. Перельман*

БИОГЕОХИМИЯ

*А. П. Виноградов,
В. В. Ковальский,
Р. Я. Шипунов*

**УЧЕНИЕ О МИКРО-
ЭЛЕМЕНТАХ
И РАДИОИЗОТОПАХ**

*Л. В. Пейве, Н. Г. Зырин,
В. А. Ковда, В. Б. Ильин,
В. В. Добровольский,
В. Г. Большаков,
И. Г. Важенин*

УЧЕНИЕ О БИОЛОГИЧЕСКИХ КРУГОВОРОТАХ

Н. П. Ремезов, Н. И. Базилевич, Л. Е. Родин, А. А. Туплянова

УЧЕНИЕ ОБ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ. ЧЕЛОВЕК И БИОСФЕРА

В. А. Ковда, Б. Г. Розанов

Рис. 1. Составляющие учения В. И. Вернадского о биосфере Земли и вклад ученых в его развитие

СВЯЗЬ БИОГЕОХИМИИ С ДРУГИМИ НАУКАМИ

Биогеохимия очень тесно связана со многими естественнонаучными дисциплинами. Часто даже трудно провести четкие линии раздела, особенно, когда речь идет о науках, изучающих отдельные образования биосферы или геосферы (рис. 2). На этой схеме изображено положение биогеохимии в системе наук о Земле. Из схемы следует: неживую природу изучают геологические на-



Рис. 2. Положение биогеохимии в системе наук



уки, живую – биологические. Взаимодействие живой и неживой природы исследуют такие науки как ландшафтоведение, геохимия ландшафтов, почвоведение, экология, биогеоценология, биогеохимия.

Провести четкую границу даже между биогеохимией и некоторыми науками, изучающими неживую природу (геохимией, геохимией ландшафта), невозможно, так как те процессы и явления, которые они изучают, могут быть обусловлены живыми организмами.

Аналогично обстоят дела и при сопоставлении биогеохимии и почвоведения. Практически все почвы формируются в результате биогеохимических процессов. По сути дела почвоведение – биогеохимия поверхностного слоя суши. Разделение между этими науками условно, так же как условно разделение и между многими другими науками. Это хорошо видно из тех определений, которые приведены ниже.

Ландшафтоведение – описывает состав и свойства компонентов ландшафта, участвующих во взаимодействии живой и неживой природы. Эта наука изучает сопряженно характер растительности, тип почвы, формы рельефа и т.д.

Геохимия ландшафтов – изучает химический состав горных пород, составляющих ландшафт и типы миграций химических элементов в ассоциациях ландшафта. Этой наукой живое вещество рассматривается как фактор миграции.

Биогеоценология – наука о единой взаимообусловленности природного комплекса. Этот комплекс включает растительное сообщество вместе с населяющим его животным миром и соответствующим участком земной поверхности (ландшафтом), с его особыми свойствами атмосферы (микроклимата), геологического строения, почв, водного режима.



Она выявляет связи, пищевые цепи, возможные влияния друг на друга всех компонентов биогеоценоза.

Экология – исследует структуру, организацию, функциональные связи и взаимовлияние компонентов биогеоценоза (ландшафта, экосистемы), а также потоки энергии в экосистеме.

Биогеохимия – в системе этих наук ей отводится самостоятельная роль. Она исследует взаимодействие живой и неживой природы в масштабе ландшафта (биогеоценоза, экосистемы), географической (биогеохимической) провинции, страны, континента, суши и всей биосферы в целом.

ЗАДАЧИ БИОГЕОХИМИИ

1. Изучение путей миграции химических элементов, анализ биогеохимических циклов миграции. Этими вопросами занимается раздел биогеохимии «Биогеохимические циклы».

2. Исследование географических закономерностей распределения химических элементов, используемых живыми организмами.

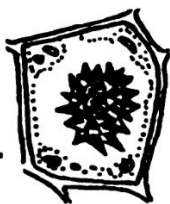
3. Изучение биосферы как единой системы живого вещества и минеральных соединений.

4. Изучение влияния жизни на историю земных химических элементов, их миграцию и накопление, ее участие в геохимических процессах зоны гипергенеза и почвообразования.

5. Изучение химического обмена в системе человек – организмы – окружающая среда.

6. Изучение химического состава живых организмов и роли химических элементов в развитии организмов. Установление оптимальных потребностей живых организмов в различных химических элементах.

7. Изучение влияния технического прогресса на процессы в биосфере.



Глава 2

БИОСФЕРА. УЧЕНИЕ В. И. ВЕРНАДСКОГО О БИОСФЕРЕ КАК О СТРУКТУРНОЙ ОБОЛОЧКЕ ПЛАНЕТЫ ЗЕМЛЯ

Геохимические аспекты учения о биосфере, роль живого вещества в геологической истории развития Земли

Границы биосферы

Структура биосферы, ее мозаичность

Организованность биосферы в понимании В. И. Вернадского – единство и равноценность ее частей

Устойчивость и саморегуляция в процессе развития биосферы

Понятие о биогеоценозе – элементарной структурной единицы биосферы

Понятие о ландшафтах

Элементарные ландшафты: элювиальные, супераквальные, субаквальные

Геохимический ландшафт. Классификация ландшафтов

Компоненты биосферы: литосфера (земная кора) и ее химический состав, гидросфера и ее химический состав, живое вещество и его химический состав

Органические соединения и их трансформация

Почва и ее ответственность за развитие биосферы

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ УЧЕНИЯ О БИОСФЕРЕ, РОЛЬ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Термин «биосфера» был введен в науку Зюссом (Suess, 1875). Биосфера Зюсса – это сфера обитания живых организмов, или сфера, занятая жизнью. В. И. Вернадский такое понимание биосферы в дальнейшем развил как понятие планетной среды, в которой только и может проявляться жизнь. В книге «История минералов земной коры» (1925) В.И. Вернадский писал: «Живое вещество тоже распространено концентрически в земной коре. Область, им занятая, образует в земном шаре оболочку, которую мы называем биосферой. Эта биосфера охватывает часть литосферы и атмосферы и всю гидросферу». Позднее В. И. Вернадский начинает рассматривать биосферу как большое естественное тело планеты, в котором идут все биогеохимические явления, определяющие его сущность. Он пишет: «Земная оболочка, биосфера, обнимающая весь земной шар, имеет резко обособленные размеры, в значительной мере она обуславливается существованием в ней живого вещества – им *заселена*. Между ее косной безжизненной частью, ее косными природными телами и живыми веществами, ее населяющими, идет непрерывный материальный и энергетический обмен, материально выражающийся в движении атомов, вызванном живым веществом. Этот обмен в ходе времени



выражается закономерно меняющимся, непрерывно стремящимся к устойчивости **равновесием**. Оно проникает всю биосферу, и этот **биогенный ток атомов** в значительной степени ее создает. Так неотделимо и неразрывно биосфера на всем протяжении геологического времени связана с живым заселяющим ее веществом.

В этом биогенном токе атомов и связанной с ним энергии проявляется резко планетное, космическое значение живого вещества. Ибо биосфера является той единственной земной оболочкой, в которую непрерывно проникает космическая энергия, космические излучения, и, прежде всего, лучеиспускание Солнца, поддерживающее динамическое равновесие, организованность: биосфера – живое вещество».

В 1926 году в своей книге «Биосфера» В. И. Вернадский изложил 6 эмпирических обобщений, вскрывающих роль живого вещества в геологической истории Земли.

1. Современное живое вещество находится в генетической связи с живым веществом прошлого. Условия земной среды доступны для существования живого вещества и его химического влияния на окружающую среду. Отсюда вывод о непрерывности процессов выветривания.

2. Во все известные геологические периоды неизменно выдерживается принцип Реди (Redi, 1712) – «все живое от живого».

3. Лучистая энергия Солнца регулирует химическое проявление земной коры через посредство живых организмов.

4. История Земли демонстрирует принцип Геттона /Hutton, 1796/ – «в геологии нет ни начала, ни конца».

5. Существование биосферы на планете непрерывно во времени (принцип актуализма).



6. Эволюционный процесс имеет направленность (принцип Дана /Dan, 1863/).

И далее В. И. Вернадский добавляет научные положения, указывающие на характер проявления биосферы не только в природе Земли, но и в космосе.

1. Космические излучения, идущие от всех небесных тел, охватывают биосферу, проникают всю ее и все в ней, и биосфера должна рассматриваться как «область превращений космической энергии».

2. Изучение жизни в форме живого вещества указывает, что это есть планетное, т.е. космическое явление, и биосфера, таким образом, выявляется как планетное явление космического характера.

3. Живое вещество есть прежде всего планетное явление и не может быть оторвано от биосферы, геологической функцией которой оно является.

Таким образом, в этих положениях В. И. Вернадского четко сформулировано, что биосфера должна рассматриваться и как земная природа, и как планетное явление космического характера.

Итак, что же такое «биосфера»?

Биосфера – это геологическая земная оболочка, охваченная жизнью и структурно организованная этой жизнью.

Биосфера взаимосвязана со своим планетным окружением, т.е. существует и развивается в среде планетного характера.

Биосфера, как планетная система, входит в более обширную надсистему Земли, обладающую единством взаимодействия земного и космического процессов.

Организованность биосферы – результат планетно-космической организованности.

В настоящее время организованность биосферы интенсивно изменяется под влиянием человеческой деятельности.

ГРАНИЦЫ БИОСФЕРЫ

В. И. Вернадский в книге «Биосфера» писал: «Пределы биосферы обусловлены, прежде всего, полем существования жизни».

Современные исследования показывают, что верхняя граница распространения живых организмов определяется губительным действием радиации. Низкие температуры верхних слоев тропосферы, напротив, оказывают защитное действие, так как жизнеспособность микроорганизмов сохраняется дольше при низких температурах. Так называемый аэропланктон в большей или меньшей степени населяет всю тропосферу. Но уже в тропопаузе происходит резкое изменение температуры, давления, средней скорости частиц, теплопроводности, вязкости, теплоемкости. Совокупность физических свойств среды на этих высотах такова, что микроорганизмы вряд ли могут существовать в этих условиях. Таким образом, по-видимому, *верхний предел биосферы – верхние слои тропосферы, может быть – тропопауза.*

Ясного представления о нижнем пределе биосферы до сих пор нет. Возможно, что на континентах нижний предел существования жизни находится где-то на глубине 2–3 км. Именно на таких глубинах обнаружены пурпурные тионово-кислые бактерии, использующие свободный кислород, выделяющийся при разложении нефти нефтяных месторождений под влиянием γ -излучения радия. А также термофильные, существующие при $t \sim 104^{\circ}\text{C}$, сульфатвосстанавливающие бактерии.



Под океанами предел биосферы, возможно, распространяется на глубине 0,5–1 км от дна.

Оболочки Земли

Биосфера	{	ионосфера
		стратосфера
		тропосфера
		педосфера
		кора выветривания
		стратисфера
		метаморфическая оболочка
		гранитная оболочка
		основная базальтовая оболочка

В «Очерках геохимии» (1934) В. И. Вернадский дал схему оболочек земного шара. В этих пределах поля существования жизни – биосферы – и происходит непрерывное воздействие живого вещества на все природные процессы.

СТРУКТУРА БИОСФЕРЫ

Океаны и континенты – горизонтальная структурная особенность планеты, определяющая в общих чертах строение биосферы. Но, конечно же, структура биосферы гораздо сложнее. Г. Д. Рихтер (1969) предложил в основу классификации природных подразделений биосферы положить структуру их вертикальной ярусности.

В учении о биосфере используют понятие **«природный комплекс»** в смысле определенного ее подразделения – подсистемы. Выделяют следующие природные комплексы *первого ранга*: континентальный и океанический.

Наиболее крупные подразделения в этой классификации **отделы природных комплексов**:

- 1 – наземные;
- 2 – водные;
- 3 – ледовые;
- 4 – переменного режима с систематической и периодической сменой ярусной структуры.

В **континентальной области биосферы** выделяют следующие природные комплексы *второго ранга*:

- 1) сухопутные;
- 2) земноводные;
- 3) ледовые;
- 4) с переменным режимом.

Наиболее хорошо изучены сухопутные комплексы. В них выделяют такие сложные образования, как почвы и коры выветривания. Ледовые комплексы – это *суша*,



покрытая горными и покровными ледниками. Земноводные природные комплексы – представлены речной сетью, озерами. Именно здесь обычно наиболее благоприятная обстановка для развития живого вещества. Природные комплексы с переменным режимом – это территории, где периодически появляется снежный покров, существует вечная мерзлота.

В океанической области также четко выделяются природные комплексы *второго ранга*:

- 1) водные;
- 2) ледовые;
- 3) с переменным режимом.

Водные природные комплексы – акватории океана, свободные ото льда в течение всего года.

Ледовые природные комплексы – многолетние морские льды (Арктика).

Природные комплексы с переменным режимом – акватории океана, периодически покрываемые льдом.

В океанической области выделяют также 3 фазовых яруса – твердый, жидкий и газообразный. Океаническая область биосферы характеризуется и вертикальной структурой: водно-поверхностный ярус, который населяют фотосинтезирующие организмы; водно-глубинный ярус; бентосный ярус и иловый ярус.

Между океанической и континентальными областями выделяется и *переходная область биосферы*. Это *шельфовая* область океана. В шельфовой области различают следующие природные комплексы:

- 1) земноводные – ежесуточно заливаемая во время приливов часть береговой зоны (литеральная зона);
- 2) мелководные – акватория океана с глубиной около 200 м;
- 3) ледовая – многолетний припай льда в Антарктике и Арктике;



4) переменного режима – акватории морей, систематически покрываемые льдом.

В *шельфовой* области вся толща воды населена фотосинтезирующими бактериями, поэтому водно-поверхностный ярус непосредственно переходит в донный ярус.

Континентальная область биосферы занимает 149 млн. кв. км (133 – сухопутная, 16 – ледовая). Океаническая область – 333 млн. кв. км (65,3 %). Переходная (без литоральной) – 28 млн. кв. км.

Таким образом, рассмотрев структуру биосферы, приходим к выводу, что одна из основных особенностей биосферы – ее **неоднородность, мозаичность**.

ОРГАНИЗОВАННОСТЬ БИОСФЕРЫ

В. И. Вернадский, рассматривая биосферу как геологическую оболочку, ясно понимал, что структура этой оболочки не отражает всей сложности идущих в ней процессов. Поэтому он ввел понятие об организованности биосферы. Еще в 1931 году в работе «Об условиях появления жизни на Земле» Вернадский определил организованность биосферы как устойчивость динамической системы, равновесие.

Организованность биосферы в геологическом времени подтверждается тем, что вся биосфера охватывается и тропосферой, и гидросферой, и литосферой, и живым веществом. Эти части ее взаимопроникают и взаимодействуют между собой, образуя единое целое (рис. 3).

Таким образом, понятие **«организованность»** подразумевает, что окружающая природа не есть хаос разрозненных элементов, но представляет собой единое и связанное целое.

Организованность природы не есть только внешний эмпирический факт, но это — ее основное свойство. Оно наиболее ярко выступает в явлении живого, где каждая крупница может рассматриваться как своеобразный микрокосм.

Таким образом, *организованность биосферы подразумевает единство, равноценность и связь ее частей.* Организованность биосферы проявляется на разных уровнях. Различают термодинамический, физический,



химический, биологический, парагенетический, энергетический, планетный уровни организованности биосферы.

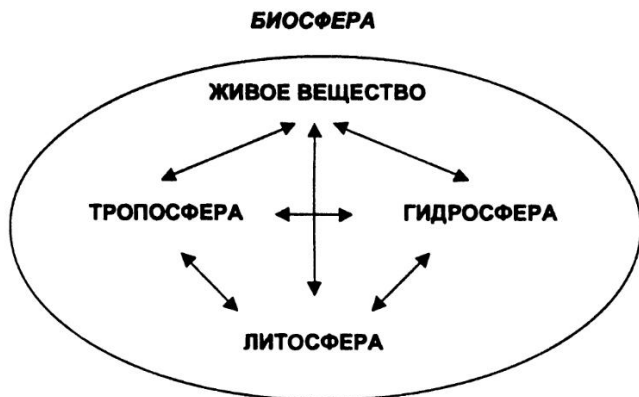


Рис. 3. Взаимосвязь оболочек биосферы Земли

УСТОЙЧИВОСТЬ И САМОРЕГУЛЯЦИЯ В ПРОЦЕССЕ РАЗВИТИЯ БИОСФЕРЫ

Биосфера Земли – открытая, сложная, многокомпонентная, саморегулирующаяся, связанная с космосом система живого вещества и минеральных соединений, образующая внешнюю оболочку планеты.

Биосфера является не только областью, в которой на планете Земля возникла и развивалась жизнь во всем многообразии ее форм. Живое вещество за время своего существования глубоко изменило первоначальную природу планеты, биологизировало ее. Жизнь сама приспособливалась и оптимизировала среду. В стратосфере возник озоновый экран, защищающий живые существа от губительного воздействия ультрафиолетовых лучей и других космических излучений.

Выветривание, почвообразование, делювиальные и аллювиальные наносы закрыли органо-минеральными покровами мелкозема монолитные, бесплодные, безводные скалы. Эти процессы создали рыхлые горизонты, благоприятные по физическим и химическим свойствам для существования растений, особенно их корневых систем, и экологические ниши для животных. Фотосинтез растений явился механизмом накопления активной биохимической энергии в массах органического вещества в форме гумуса, ископаемых горючих, гарантирующих удовлетворение запросов организмов на случай стрессовых условий и неблагоприятных периодов.



Живое вещество, создав почвенный покров, преодолело ограниченность ресурсов азотно-углеродного, водного, воздушного, минерального питания. Неосинтез высокодисперсных минералов обеспечил в почвах физико-химическую поглотительную способность, тем самым закрепляя соединения N, P, Ca, K. Еще более интенсивное накопление макроэлементов (C, N, P, Ca, S, K) и микроэлементов (I, Zn, Cu, Co, Se и т.д.) наблюдается в ходе биогенной аккумуляции в форме гумусово-органических соединений.

Возник и показал свою исключительную роль механизм сотрудничества – симбиоз – между растениями, животными, насекомыми, низшими беспозвоночными, микроорганизмами с образованием пищевых цепей. Этот механизм в биосфере позволяет обходиться небольшими запасами энергии и химических соединений.

Но есть пределы этой устойчивости и саморегуляции. Если изменения в среде выходят за пределы периодических колебаний, к которым приспособлены организмы, то слаженность экосистем и биосферы в целом нарушается.

Жизнь, живое вещество, биосфера благодаря этим процессам, а также в связи с непрерывностью поступления космической энергии развивалась на Земле по принципу самоуправляемого расширенного воспроизводства. Так, в девоне существовало около 12 тыс. видов растений, в каменноугольном периоде ~27 тыс., в пермо-триасе – 43 тыс., в юре – 60 тыс. Современная флора насчитывает около 300 тыс. видов (Ковда, 1983). Это направленное поступательное развитие биосферы не было непрерывным. Катастрофы (эпохи вулканизма, оледенения, опустынивания) нарушали, задерживали общий процесс расширенного воспроизводства, но не могли остановить общий процесс все усложняющегося развития жизни и биосферы.

ПОНЯТИЕ О БИОГЕОЦЕНОЗЕ — ЭЛЕМЕНТАРНОЙ СТРУКТУРНОЙ ЕДИНИЦЫ БИОСФЕРЫ

Биогеоценоз — это взаимообусловленный комплекс живых и косных компонентов, связанных между собой обменом вещества и энергии (греч.: *bios* — жизнь, *gi* — гео — земля, *koĩnos* — общий). В основе понятия лежит определение академика В. Н. Сукачева, по которому биогеоценоз — «совокупность на известном протяжении земной поверхности однородных природных явлений (атмосферы, горной породы, растительности, животного мира и мира микроорганизмов, почвы и гидрологических условий), имеющая свою особую специфику взаимодействия этих слагающих ее компонентов и определенный тип обмена веществом и энергией их между собой и другими явлениями природы и представляющая собой внутреннее противоречие, диалектическое единство, находящееся в постоянном движении и развитии».

В настоящее время термины «биогеоценоз» и «экосистема» часто рассматриваются как синонимы. Но понятие «биогеоценоз», предложенное В. Н. Сукачевым и относящееся к наземным живым системам, имеет определенные территориальные границы. Понятие «экосистема» — безразмерное и может включать пространство любой протяженности — от капли воды с живущими в ней микроорганизмами до всей биосферы в целом. Таким образом, понятие «биогеоценоз» по отношению к понятию «экосистема» — более частное. Однако на симпозиуме



ЮНЕСКО по вопросу о функционировании земных экосистем на уровне первичной продукции, проходившем в Копенгагене в 1965 году, условились об одинаковом значении этих двух терминов. Поэтому и мы в дальнейшем будем придерживаться этого решения.

Итак, биогеоценозы являются частями земной или водной поверхности, однородной с точки зрения топографических, микроклиматических, ботанических, зоологических, почвенных, гидрологических и геохимических условий. В этой системе круговорот веществ и поток энергии характеризуются определенной интенсивностью и направленностью. Отправной точкой круговорота веществ являются фотосинтез и создание фитобiomассы растениями. Реальные размеры биогеоценозов на планете варьируют весьма широко: от нескольких метров (микровпадины в степях и полупустынях, песчаные дюны и т.д.) до километров (биогеоценозы солончака, солонца, такыра, однородные участки степей, лесов и т.д.). Вертикальные размеры биогеоценозов варьируют также весьма широко: от нескольких сантиметров на скалах до нескольких десятков метров в тайге или в тропических лесах.

Биогеоценоз относительно устойчив во времени и термодинамически открыт в отношении притока и оттока вещества и энергии. Он имеет вход энергии и различных веществ: солнечная энергия, минеральные элементы горных пород, атмосферные выпадения, грунтовые воды. А также и выход энергии и биогенных веществ в атмосферу (тепло, кислород, углекислый газ и т.д.), литосферу (гумусовые соединения, минералы, осадочные породы) и гидросферу (растворенные биогенные вещества грунтовых, озерных, речных вод).

Саморегулирующийся характер биосферы и биогеоценозов является результатом автокаталитического свой-



ства живого вещества, его способности поглощать и обменивать вещества, расти и размножаться. Поток энергии и вещества в биогеоценозе идет от растений к травоядным животным, от последних – к хищникам, затем к низшим организмам и бактериям в почве. Именно травоядные «открывают» пищевую цепь организмов-потребителей и разрушителей органического вещества, созданного в процессе фотосинтеза. Отсюда – первичным источником пищи и энергии для пищевой цепи организмов является фитомасса, созданная растениями. Зоомасса – вторичный продукт. Поэтому различают первичную и вторичную продуктивность биогеоценозов и ландшафтов.

В пищевой цепи организмов в биогеоценозе существует непрерывный поток энергии. На каждом новом звене этой цепи теряется 50–90% энергии и биомассы, запасенной на предыдущем этапе. Возникает так называемая экологическая пирамида запасов энергии. Чем больше звеньев в пищевой цепи, тем выше экологическая пирамида и тем больше будет потеряно энергии в конечном звене (рис. 4).

Основным положением энергетики экосистем является **необратимость биоэнергетических процессов**. Поэтому в применении к экосистемам (и в частности, к почвам) нельзя применять выражение «круговорот энергии», подобно тому как в биогеохимии и в почвоведении о круговороте веществ. Единственно правильный термин – «поток энергии», так как энергия первичной биологической продукции в дальнейшем только расходуется. Для пополнения и возобновления биомассы в экосистеме необходим постоянный приток энергии извне, в то время как притока атомов вещества может и не быть. Одни и те же атомы могут многократно циркулировать в биогеоценозе.

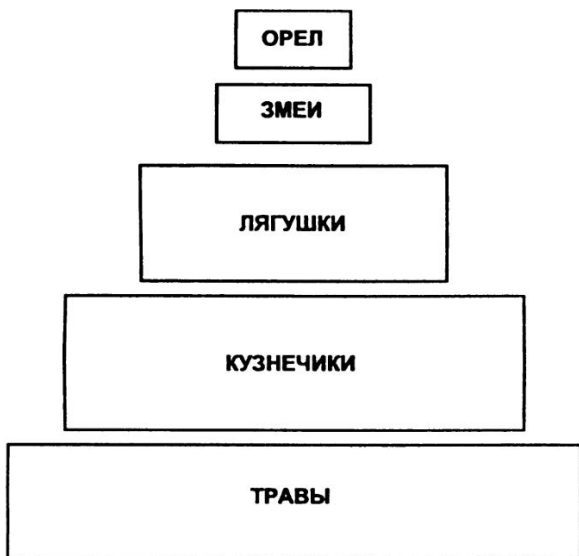


Рис. 4. Пирамида пищевой цепи (Bates, 1961)

ПОНЯТИЕ О ЛАНДШАФТАХ

С понятием «биогеоценоз» тесно связано понятие «ландшафты». Судьба продуктов почвообразования на водоразделах с близкими или глубокими грунтовыми водами, на озерных и речных террасах или в подводных условиях различна. Поэтому большинство ученых считали необходимым выделять характерные типы рельефа и связанные с ними типы почвообразования – ландшафты (Г. Н. Высоцкий, Н. А. Димо, К. Д. Глинка, Б. Б. Плынов, А. Демолон, Кубиена и др.).

Учение о почвенно-геохимических ландшафтах сложилось в последние примерно 50 лет трудами ряда ученых, многие из которых – ученики Б.Б. Плынова. Это М. А. Глазовская, В. В. Добровольский, В. А. Ковда, А.И.Перельман и др.

Слово «ландшафт» – немецкого происхождения – land – земля, schaft – суффикс, выражающий взаимосвязь, взаимозависимость. Под ландшафтом понимается конкретная территория, однородная по происхождению и истории развития, обладающая единым геологическим основанием, однотипным рельефом, единообразным сочетанием почв и растительности и отличающаяся от других территорий структурой, характером взаимосвязи и взаимодействия между отдельными компонентами этой территории. В основу классификации ландшафтов положены принципы геохимической миграции элементов, а также понятие об элементарном ландшафте, введенное в науку Б. Б. Плыновым. Элементарный геохимический



ландшафт, по Б. Б. Полынову, – это определенный элемент рельефа с однородными породами, почвами, растительным покровом. Таким образом, термин «элементарный ландшафт» очень близок к понятию «биогеоценоз». Согласно Б. Б. Полынову все элементарные ландшафты суши по условиям миграции химических элементов можно объединить в три группы.

1. Элювиальные ландшафты – располагаются на повышенных элементах рельефа, характеризуются хорошим дренажем и глубоким залеганием грунтовых вод, выносом вещества, нисходящими токами влаги. Выделяют 4 подтипа элювиальных ландшафтов: собственно элювиальные, трансэлювиальные, трансэлювиально-аккумулятивные, элювиально-аккумулятивные (М. А. Глазовская).

2. Супераквальные (надводные) ландшафты – приурочены к пониженным элементам рельефа. Грунтовые воды располагаются близко к поверхности и оказывают значительное влияние на почву и растения. Здесь наблюдается частичная аккумуляция элементов, привнесенных как грунтовыми водами, так и из элювиальных ландшафтов.

3. Субаквальные (подводные) ландшафты – образуются на дне водоемов и представляют собой зону аккумуляции веществ.

Парагенетическая ассоциация элементарных ландшафтов (элювиального, супераквального и субаквального), которые сопряжены в пределах той или иной территории, по определению А. И. Перельмана, образует **геохимический ландшафт**. Элементарные ландшафты связаны в геохимическом ландшафте миграционными потоками вещества. А. И. Перельман разработал геохимическую классификацию ландшафтов. Основные таксономические единицы в этой классификации следующие.



Наиболее крупное классификационное подразделение – **ряды ландшафтов**, отличаются по форме движения материи. Ряды подразделяются на **группы ландшафтов**: по особенностям биологического круговорота (соотношению между общей массой живого вещества и ежегодной продукцией). Внутри групп выделяют **типы ландшафтов** – по ежегодной продуктивности живого вещества и скорости разложения органических остатков. Типы ландшафтов подразделяют на **семейства** – по определенным сочетаниям растительности и почв. Внутри семейств выделяют **классы** – по доминирующим типоморфным элементам водной миграции. Классы ландшафтов делят на **роды** – по особенностям механической миграции. И, наконец, самая низшая таксономическая единица – **вид**. Выделяется по условиям и особенностям миграции химических элементов.

Все существующие геохимические ландшафты объединяют в 2 ряда:

1-й – абиогенные ландшафты, в которых ведущую роль играют физические, механические, химические факторы выветривания;

2-й – биогенные ландшафты, в которых миграция определяется биологическим круговоротом веществ.

В 1-ом ряду выделяют одну группу – примитивно-пустынные ландшафты, во 2-ом – три группы: лесные, луговые и степные, тундровые. В последнее время на самом высоком таксономическом уровне – на уровне ряда – предложено выделять **техногенные ландшафты**, в которых биологический круговорот элементов в значительной степени нарушен, а определяющий вид миграции – техногенная миграция. Это городские ландшафты, территории деятельности промышленных предприятий, горных разработок и т.д.

КОМПОНЕНТЫ БИОСФЕРЫ

Биосфера включает в себя 3 основных компонента:

- живое вещество;
- биогенное вещество – органо-минеральные и органические продукты, созданные живым веществом (каменные угли, битум, горючие газы, нефть, торф, сапропель, лесная подстилка, гумус);
- биокосное вещество – минеральные вещества, образующиеся в результате взаимодействия живых организмов с неживой природой.

Главными компонентами биосферы как особой оболочки планеты являются также следующие составляющие.

1. Потоки космической энергии, электромагнитные и гравитационные поля, космическое вещество, поступающее на Землю.

2. Биомасса живой растительности, способной путем фотосинтеза и роста фиксировать и преобразовывать космическую энергию в химическую потенциальную и хранить ее в виде органических соединений.

3. Почвенный покров, обеспечивающий существование растений (механическая опора, корнеобитание, водное, углекислотное, азотное, минеральное питание, тепловой режим, накопление запасов энергии в виде детрита и гумуса).

4. Биомасса живущих на почве и в почве консументов и редуцентов (животных, простейших микроорганизмов), потребляющих фитомассу и доводящих ее до полной минерализации.



5. Гидросфера.
6. Атмосфера.
7. Литосфера (оболочка биогенных осадочных пород).

ЛИТОСФЕРА (ЗЕМНАЯ КОРА)

Нижней границей земной коры принято считать **границу Мохо** – глубина, на которой происходит резкое увеличение скорости сейсмических волн (название по фамилии югославского ученого Мохоровичича, впервые установившего это явление в 1909 году). Граница эта расположена на разных глубинах – на материках от 30 до 70 км, на дне океанов – от 5 до 15 км. Таким образом, земная кора имеет под горными хребтами наибольшую мощность – до 75 км, наименьшую – на дне океанов – 5–15 км. Химический состав земной коры впервые установил американский ученый Ф. У. Кларк. Признанием заслуг Кларка в этом вопросе, свыше 40 лет своей жизни отдавшего исследованиям земной коры, стало название величины среднего содержания химического элемента в земной коре (либо ее части, например, в почве либо в составе коры других планет) *кларком*. Кларки самых распространенных изверженных кислых пород установлены достаточно точно, много данных и о кларках базальтов, осадочных пород. Сложнее с кларками земной коры, т.к. неизвестно соотношение в ней групп различных горных пород. Почти половина земной коры состоит из кислорода, т.е. земная кора – это кислородное вещество. Кларк О – 47 %. На 2-ом месте Si – 29,5, на 3-ем – Al – 8,05; Fe – 4,65; Ca – 2,96; Na – 2,50; K – 2,50; Mg – 1,87; Ti – 0,45%. В сумме это составляет 99,48 %. Суммарное количество остальных 80 элементов не превышают 1%. Кларки боль-



шинства химических элементов – 0,01–0,0001. Такие элементы называют **редкими**. Если они обладают и слабой способностью к концентрированию – **редкими рассеянными**. Например, U и Вг – их кларки почти равны ($2,5 \times 10^{-4}$ и $2,1 \times 10^{-4}\%$), но U – редкий элемент, так как известны его месторождения, а Вг – редкий рассеянный, т.к. он не концентрируется в земной коре. В геохимии также употребляют термин «микроэлементы», под которым понимают элементы, кларки которых в данной системе менее 0,01. А. Е. Ферсман построил график зависимости атомных кларков для четных и нечетных элементов периодической системы. Выявилось, что с усложнением строения атомного ядра кларки уменьшаются. Но линии, построенные Ферсманом, оказались не монотонными, а ломанными. Ферсман прочертил гипотетическую среднюю линию: элементы, расположенные выше этой линии, он назвал **избыточными** (O, Si, Ca, Fe, Ba, Pb и т.д.), ниже – **дефицитными** (Ar, Ne, Ne, Sc, Co, Re и т.д.).

Распределение химических элементов в земной коре подчиняется следующим закономерностям:

1. Закону Кларка-Вернадского, который гласит, что все химические элементы есть везде (закон о всеобщем рассеянии).

2. С усложнением строения атомного ядра химических элементов, его утяжелением, кларки элементов уменьшаются (Ферсман).

3. В земной коре преобладают элементы с четными порядковыми номерами и атомными массами.

4. Среди соседних элементов у четных всегда кларки выше, чем у нечетных (установили итальянский ученый Оддо и американский Гаркис).

5. Особенно велики кларки элементов, атомная масса которых делится на 4 (O, Mg, Si, Ca...), а начиная с Al,



наибольшими кларками обладает каждый 6-й элемент (O, Si, Ca, Fe).

Вообще химический состав минеральных объектов, как и живых организмов, удивительно разнообразен, но таким он является, если рассматривать их отдельных представителей, на видовом или родовом уровне. Если же брать в целом главные оболочки Земли – литосферу, почвы, растения, то выявляется удивительное сходство между этими, казалось бы, разными телами (табл. 1). Конечно, по биогенным элементам различия в составе золы растений, литосферы и почвы имеются, но не столь значительные, как можно было бы ожидать. Это говорит о том, что в процессе эволюции

Таблица 1

Средний химический состав компонентов биосферы, %
(по Виноградову, Малюге)

Элемент	Литосфера	Почва	Зола растений
Литий	10^{-3}	10^{-3}	10^{-3}
Бериллий	10^{-4}	10^{-4}	10^{-4}
Бор	10^{-3}	10^{-3}	10^{-2}
Фтор	10^{-2}	10^{-2}	10^{-3}
Натрий	2,50	0,63	2,0
Магний	1,87	0,63	7,0
Алюминий	8,05	7,13	1,40
Кремний	29,5	33,0	15,0
Фосфор	10^{-1}	10^{-1}	7,0
Сера	10^{-2}	10^{-2}	5,0
Хлор	10^{-2}	10^{-2}	10^{-2}
Калий	2,50	1,36	3,0
Кальций	2,96	1,37	3,0
Титан	0,45	0,46	0,1
Ванадий	10^{-2}	10^{-2}	6×10^{-3}
Хром	10^{-2}	10^{-2}	10^{-2}
Марганец	10^{-1}	10^{-1}	10^{-1}
Железо	4,65	3,8	1,0
Кобальт	10^{-3}	10^{-3}	10^{-3}
Никель	10^{-3}	10^{-3}	10^{-3}
Медь	10^{-3}	10^{-3}	10^{-3}



отбирались некоторые механизмы и элементы, необходимые живым организмам. Таковы углерод, азот, фосфор, их доля в живом веществе резко повышена, но в среднем состав растительных организмов очень напоминает и средний состав пород, и средний состав почв. Исходя из этого факта, важнейшие структуры жизни формировались в соответствии с составом литосферы. Живое вещество отбирало те элементы, которых много в природе, и на их основе строило организмы. Разделение химических элементов по их содержанию в веществе на макро-, микро-, ультра- микроэлементы отражает более важную закономерность: в большинстве случаев элементы разных групп выполняют различные функции. Микроэлементы, как правило, служат катализаторами (входят в состав ферментов).

Макроэлементы, образно говоря, являются строительным материалом, «кирпичами» организмов. Конечно, есть химические элементы, осуществляющие смешанные функции. Например, железо: в почвах и породах – макроэлемент, вещественная основа. В живых организмах – микроэлемент, входящий в состав ферментов, т.е. катализатор биохимических процессов.

ГИДРОСФЕРА

Всемирный океан с проникающей ее водной тропосферой играет исключительную роль в биосфере. Он занимает 70,8% поверхности земного шара (по весу – 7–8% земной коры). Ничего подобного ни для одной другой планеты не известно. Мировой океан насквозь пронизан жизнью, которая прямо или косвенно определяет все химические свойства океана. В. И. Вернадский считал, что в структуре планеты это самое мощное проявление живого вещества. В океане – гидросфере – громадная масса воды сама по себе безжизненна, но переполнена вечно двигающимися живыми существами, являющимися центрами химических реакций. В нем можно различить сгущения живых организмов, среди которых преобладают, в конце концов, по числу и по мощности своего влияния микроскопические организмы – бактерии и грибы. Огромную роль играет планктон, покрывающий всю поверхность океана и идущий вглубь на десятки и сотни метров. Здесь в планктоне преобладают более высокоорганизованные организмы – одноклеточные растения и животные, находящиеся друг с другом в равновесии. Кроме поверхностных слоев океана, известны еще три типа сгущения жизни в гидросфере:

1) саргассовые «моря», состоящие из биогеоценозов, в которых преобладают высшие водоросли;

2) подводные «леса» и «поля» на шельфах, в которых сосредоточено огромное скопление организмов – бентос (моллюски, рыбы, ракообразные, актинозоа и т.д.);



3) особняком стоят коралловые острова-риффы, развивающиеся в тропических и подтропических областях планеты. Эти сгущения жизни играют огромную роль в геохимической истории кальция, углекислоты и частично магния.

Вся вода планеты, в каком бы состоянии она ни была – жидкая, твердая или газообразная – представляет собой единое и неразрывное целое, проникнутое газами и, как губка, охватывающее всю сушу, гидросферу и тропосферу, составляет единую водную оболочку планеты.

Химический состав этой оболочки достаточно хорошо известен. Выделяют с этой точки зрения 2 вида воды:

- 1) океаническую и
- 2) морскую.

Океаническая вода принадлежит к группе соленых вод, в то время как морские воды иногда являются рассолами (Красное море, Мертвое море) или полупресными (Азовское море), т.е. имеют иную концентрацию, чем мало меняющаяся в среднем составе океаническая вода (табл. 2).

В составе океанических и морских вод обнаружены также Si, P, Fe, Al, B, Zn, H, F, Li, Cu, Pb, As, I, Ba, Mn, Se, U, Cs, Ag, V, N, Mo, Au, Ce, La, Y, Hg, Ra, Bi, Ge, Ti, W, Su, Ga, Zr, Th, и газы: He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn.

Состав океанических вод очень часто ошибочно рассматривают как результат накопления речных вод. Однако В. И. Вернадский указывает, что это два разных типа вод. Порядок распространенности химических элементов в речной и в океанической водах и их процентное увеличение и уменьшение прямо противоположны. В. И. Вернадский пишет, что, по-видимому, главная масса солей океанических и морских вод создавалась и продолжает создаваться из наземных вулканических извержений или выходами вулканов на морском дне.



Таблица 2

Элементный химический состав
океанической и морских вод, %

Эле- мент	Содержание		Эле- мент	Содержание	
	океан	море		океан	море
Cl	2,1 – 1,7	2,2 – 1,5 ⁻¹	Ca	6,4 ⁻² – 3,8 ⁻²	6,6 ⁻² – 3,5 ⁻³
Na	1,7 – 9,1 ⁻¹	1,8 – 1,5 ⁻¹	Br	7,1 ⁻³ – 4,2 ⁻³	5,3 ⁻² – 2,2 ⁻⁴
O	2,0 ⁻¹ – 1,1 ⁻¹	3,1 ⁻¹ – 2,1 ⁻¹	C	4,8 ⁻³ – 2,6 ⁻⁴	6,6 ⁻³ – 1,6 ⁻⁴
Mg	1,5 ⁻¹ – 9,1 ⁻²	2,2 ⁻¹ – 1,6 ⁻²	N	2,3 ⁻³ – 1,0 ⁻⁵	2,3 ⁻³ – 1,0 ⁻³
S	1,0 ⁻¹ – 6,8 ⁻²	1,5 ⁻¹ – 1,2 ⁻²	Rb	1,4 ⁻³ – 2,0 ⁻⁵	1,6 ⁻³ – 2,9 ⁻⁴
K	1,0 ⁻¹ – 6,8 ⁻²	8,6 ⁻² – 5,9 ⁻³	Sr	1,4 ⁻³ – 1,3 ⁻³	9,4 ⁻⁴ – 1,3 ⁻⁶

Особая часть гидросферы – почвенно-грунтовые воды. Их химический состав, как и состав почв, может быть очень разным. Его надежное предсказание без конкретного анализа почвенно-химической ситуации, формирующейся в данном регионе, практически невозможно. Элементный состав почвенно-грунтовых вод обусловлен составом почв, почвообразующих пород, реакцией среды и четко связан с зональными особенностями почвообразования. Такие сведения можно найти в работах В. А. Ковды, И. Н. Скрынниковой, Ф. Р. Зайдельмана и многих других исследователей. Обобщение по природным зонам было выполнено В. А. Ковдой (табл. 3).

Почвенные растворы и водные вытяжки из различных почв и различных природных зон разнятся очень четко. На севере преобладают пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды, к югу увеличивается минерализованность, возрастает содержание катионов и анионов. В нарастающих количествах появляются карбонат-ион, сульфат-ион, а в бессточных впадинах юга России и хлорид-ион. Уровни накопления увеличиваются от сотых и десятых долей до целых единиц и даже десятков процентов.

Меняется и катионный состав. Если на севере преобладают ионы водорода, кальция, частично магния, то на юге



**Педохимическая классификация
почвенно-грунтовых вод (Ковда, 1973)**

Название вод	Концентрация, г/л	Типичные компоненты
Ультрапресные фульватно-железистые	0,01 – 0,3	Фульвокислоты, Fe^{+2} , Mn^{+2} , Al^{+3}
Ультрапресные кремнеземистые силикатные	0,3 – 0,5	Подвижный кремнезем, бикарбонаты Ca, Mg
Щелочные (содовые)	0,5 – 3	Бикарбонаты и карбонаты Na, подвижный SiO_2
Опресненные гипсовые нейтральные	0,5 – 3	Гипс и бикарбонат кальция
Слабоминерализованные щелочные	3 – 7	Бикарбонаты и сульфаты натрия (иногда хлориды)
Минерализованные сульфатные	5 – 15	Сульфаты Na, Mg, Ca, примесь хлоридов
Сильноминерализованные хлоридные	20 – 50	Хлориды Na, Mg, Сульфаты Mg
Рассолы	70 – 200	Хлориды Mg, Ca
Крепкие рассолы	300 – 600	Сульфаты Mg, хлориды

появляются, а затем и начинают преобладать катионы магния, натрия, иногда калия.

Таким образом, состав почвенно-грунтовых вод чрезвычайно изменчив по почвенным зонам, более того, можно утверждать, что состав почвенных растворов изменяется более значительно, чем состав твердой части почв. Это принципиальное положение (на которое редко обращают внимание в почвоведении), так как отражает различную способность химических элементов к миграции.

ЖИВОЕ ВЕЩЕСТВО

Итак, живое вещество – совокупность всей массы организмов, населяющих нашу планету в тот или иной момент. Живое вещество суши делится (Ковда, 1983):

фитобиомасса: леса – 10^{11} – 10^{12} т; травы – 10^{10} – 10^{11} т

зообиомасса $n \times 10^9$ т

микробиомасса $n \times 10^8$ – $n \times 10^9$ т

Оценивая геологическую и почвообразующую роль живого вещества, В. И. Вернадский различал следующие формы воздействия организмов на окружающую среду.

1. Медленный, но непрерывный процесс развития жизни на Земле, образование новых видов и их исчезновение (в среднем каждый самостоятельный вид живет примерно 1 геологический период, т.е. около 30 млн. лет).

2. Смена типов растительных и животных ценозов в связи с их размножением и захватом поверхности, изменениями рельефа, климата, почвы. Таковы взаимоотношения лесов и тундры, степей и лесов, пустынь и степей. Эта смена носит ритмический характер и охватывает 3–5 тыс. лет.

3. Последовательная смена поколений определенных видов растений и животных и связанных с ними циклов миграции веществ. Благодаря исключительному разнообразию видов наблюдается и разнообразие продолжительности циклов: от 20 минут до 20 лет на 1 поколение.

4. Прижизненный обмен веществом между организмами и средой. Этот обмен затрагивает твердую, жид-



кую и газообразную фазы и играет огромную геологическую и почвообразующую роль.

5. Посмертное влияние продуктов распада органических веществ на минеральные образования и процессы в природе.

Биогеохимическая роль организмов зависит от их размеров, быстроты размножения и энергии взаимодействия с окружающей средой. Чем меньше величина организма, тем быстрее идет размножение (и в большем количестве), тем быстрее смена поколений, тем больше их роль в геологических, геохимических, почвенных процессах.

Роль живого вещества и биосферы в процессах выветривания и почвообразования непрерывно возрастает, т.к. количество возникающих в единицу времени организмов непрерывно растет. Возрастает и разнообразие форм организмов. Расширяются границы биосферы. Тесная взаимозависимость различных животных и растений и связанных с ними низших организмов приводит к тому, что минеральные соединения, выхваченные живым веществом из геологического круговорота, имеют тенденцию удерживаться в биологическом круговороте, что защищает их от выноса в мировой океан.

О соответствии химического состава растительного покрова и почв, на которых он формируется, говорилось выше. По данным А. П. Виноградова (1957), наибольшая доля в составе живого вещества приходится на кислород и водород (около 80%). Остальная часть представлена большим числом элементов, среди которых содержание С, N, Са находится в пределах от 1 до 10%, содержание S, P, K измеряется величинами порядка 0,1–1,0%, а содержание Fe, Na, Mg, Al составляет 0,01–0,1%. Важно, что потенциально токсичные химические элементы в живом веществе представлены ничтожно малыми



величинами: Zn, Mn, Cu – $10^{-2} - 10^{-3}\%$; As, F, Pb, Cr – $10^{-3} - 10^{-4}\%$; Co, Ba – $10^{-4} - 10^{-5}\%$; Hg, U, Ra – $10^{-6} - 10^{-12}\%$.

В биомассе животных также господствуют C, N, H, O, заметная доля принадлежит P и S – компонентам белка. Анализируя мировую информацию о химическом составе биомассы, В. А. Ковда (1980) пришел к заключению, что относительное значение химических факторов в формировании свежей биомассы можно выразить величинами, приведенными в табл. 4. Как подчеркивал сам В. А. Ковда, эти отношения крайне приблизительны, но они отражают роль ведущих биофильных элементов в биосфере и показывают, как велико значение оптимизации водного, углеродного, азотного, кислородного, минерального режимов в продуктивности биосферы. Вместе с тем, ведущая роль принадлежит все-таки поступлению, преобразованию, накоплению и многократному использованию космической энергии, т.е., уточняет В. А. Ковда (1985), солнечному свету и теплу. Таким образом, многие свойства земной коры и почв находятся под прямым и косвенным влиянием биологического круговорота веществ. Направление почвообразовательных процессов, формирование определенных типов почв и почвенного плодородия в значительной мере определяются влиянием живого вещества.

Таблица 4

Относительное значение химических факторов
в формировании биомассы

Факторы	Относительные величины
Минерального питания (Me)	1
Азотного питания (N)	100 – 1000
Углеродного питания (C)	10 000
Водного режима (H ₂ O)	100 000

ОРГАНИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ И ИХ ТРАНСФОРМАЦИЯ

Органическое вещество является одним из наиболее важных составляющих почвы. Ежегодно в почву поступает огромное количество органических веществ, здесь они через ряд превращений трансформируются в специфическое почвенное органическое вещество — *гумус*. Разный состав поступающих в почву органических соединений, неодинаковые почвенно-климатические условия, различная направленность и интенсивность микробиологических процессов способствуют образованию сложной системы органо-минеральных соединений, объединяемых под этим термином. Процесс образования этой системы идет по пути отбора соединений, наиболее устойчивых к разложению в данных гидротермических условиях.

Набор и состав органических соединений, поступающих в почвы и участвующих в биогеохимических круговоротах, очень велик. Главные источники органических соединений очевидны: это отмирающие тела или части тел организмов — растительных и животных, обитающих на тех или иных территориях. Вторым источником могут быть прижизненные выделения обитающих на этой территории животных. Третьим — вносимые при культурном использовании земель органические удобрения, некоторые пестициды. Наконец, могут быть природные или техногенные выходы и разливы нефти, каменных углей. Органические соединения могут поступать и в виде



древесного угля в результате лесных пожаров или не полностью сгоревших органических остатков.

Общий набор поступающих в почвы вместе с телами или остатками растений и животных органических соединений очень велик. Важнейшее значение имеют белки, углеводы, лигнин, жиры, воска, смолы. Подчиненную роль играют некоторые пигменты, ферменты и витамины. Могут быть и иные группы веществ, например, антоцианы, которые в некоторых случаях оказывают существенное влияние на характер биогеохимических процессов, но зависят от климата, типа растительности.

Главное в оценке роли органических соединений – участие различных групп органических соединений в гумификации и почвообразовании.

Первая, и очень важная группа, – **белки**. Фридрих Энгельс в свое время определял жизнь как форму существования белковых тел. Действительно, вне живых организмов белки не приходится считать устойчивыми соединениями в биосфере, но и сводить жизнь только к этому явлению, по-видимому, нельзя. Пожалуй, Энгельс слишком упрощал понятие жизни, хотя для философа в этом есть определенный смысл.

Общее определение белков следующее. Белки – это природные высокомолекулярные полимеры, построенные из остатков аминокислот, соединенных амидной (пептидной) связью $-CO-NH-$. Каждый белок характеризуется специфической последовательностью аминокислот и индивидуальной пространственной структурой (конформацией). Различных белков очень много. Белки делят на простые и сложные. Простые состоят только из аминокислотных остатков. Сложные могут включать ионы металлов, или пигменты, или липиды, или нуклеиновые кислоты и т.д. Суть в том, что аминокислотные остатки соединены пептидными связями. Если молекула содер-



жит более 50 аминокислотных остатков, – их может быть сотни и тысячи – это белки. Если менее 50, – пептиды. Это общая схема, классификация гораздо сложнее. С точки зрения биогеохимии важно следующее. При отмирании любых организмов белки попадают в почву. Их судьба:

- белки потребляются микроорганизмами, или беспозвоночными и позвоночными организмами, которые постмортально, в свою очередь, оставляют белки, может быть, уже иного состава;

- белки подвергаются разложению (гидролизу) до пептидов или аминокислот;

- белки или их компоненты – аминокислоты минерализуются. Конечными продуктами при этом будут вода и аммиак;

- часть белков, пептидов, аминокислот входит в состав гуминовых веществ.

Опыт показывает, что оценить реальное участие белков и продуктов их распада в построении гуминовых веществ практически пока не удастся. Хорошо известно, сколько аминокислот входит в состав гуминовых кислот, – до 17–21. Известно и их общее количество – до 500–800 мкмоль на 1 г сухого безводного препарата гуминовых кислот. Но форма вхождения – отдельные ли это аминокислоты, белки, пептиды – остается неизвестной.

Не выявлено пока и четкой связи с биогеохимическими условиями. Известно, что гуминовые кислоты черноземов содержат меньше аминокислот, чем гуминовые кислоты более северных и более южных почв, но это может быть обусловлено различными причинами. Во-первых, в результате высокой биологической активности этих почв возможно более быстрое потребление свободных белков и продуктов их распада организмами.



Во-вторых, повышенное накопление бензоидных структур в гуминовых кислотах черноземов может быть причиной относительного снижения доли аминокислот.

Четкой связи количества поступающих в почву белков и продуктов их распада с содержанием аминокислот в составе гуминовых соединений для большинства почв не обнаружено. Возможный путь решения вопроса – отдельный анализ по почвенным зонам не гуминовых кислот целиком, а только их гидролизуемых частей. Но это дело будущего.

Углеводы. Вопрос о биогеохимической роли этих соединений изучен очень слабо. Мало конкретных материалов и для выяснения их участия в гумусовых соединениях. Одна из причин в том, что углеводы легко окисляются в почвах и становятся доступными различным микроорганизмам, которые их охотно потребляют и как источник энергии и как строительный материал.

Углеводы – большая группа органических соединений, в которую входят моносахариды, олигосахариды, полисахариды. Моносахариды – это мономерные углеводы, которые могут быть:

в форме альдоз $\text{CH}_2\text{OH}(\text{CHOH})_n\text{CHO}$
или кетоз $\text{CH}_2\text{OH}(\text{CHOH})_n\text{COCCH}_2\text{OH}$.

Их можно представить в циклической форме, а их общий набор велик, строение различно и зависит от величины n и конфигурации.

Некоторые химические особенности состоят в том, что моносахариды и олигосахариды (часто их называют сахарами) растворимы в воде. Полисахариды – аморфные вещества, не способные кристаллизоваться, иногда их называют несахароподобными. Полисахариды могут быть растворимыми и не растворимыми в воде. Растворимые полисахариды образуют вязкие коллоидные пасты, не-



растворимые – набухают. Для них характерно множество реакций.

В гидролизатах гумусовых веществ обнаруживается довольно много соединений углеводной природы. Обычно это гексозы – 20–40% от суммы сахаров, причем иногда до 60 % из них приходится на долю глюкозы. Пентозы занимают 4–9%, уроновые кислоты – 5–20%.

Содержание и состав углеводов, также как и в случае с аминокислотами, в гуминовых кислотах не дают однозначного ответа на вопрос об их природе. Они могут быть и структурными фрагментами гуминовых веществ, но могут быть и случайными примесями. Действительно, в процессе выделения гуминовых веществ вместе с ними могут извлекаться и продукты гидролиза полисахаридов или олигосахаридов. А продукты гидролиза моносахаридов могут взаимодействовать с гуминовыми веществами. Иными словами, они могут попадать в состав гуминовых веществ в процессе выделения последних. В то же время есть некоторое, и довольно значительное, сходство между набором моносахаридов в почвах, гидролизатах гуминовых веществ, растений и пр. Но возможны различные объяснения этого факта, ожидающие уточнений от будущих исследователей.

1. При гидролизе растительных остатков моносахариды входят в состав гуминовых веществ в количествах, пропорциональных тем, что были в исходном материале.

2. Гуминовые вещества прямо связывают олигосахариды и полисахариды.

3. Моносахариды – примесь, связанная гуминовыми веществами в ходе выделения последних.

Лигнин. Несомненно, лигнин относится к числу наиболее важных природных соединений, он играет исключительно важную роль в биогеохимических процессах



и в почвообразовании. Дело в том, что в числе известных природных органических соединений лигнин известен как один из наиболее устойчивых к разложению, и его фрагменты сохраняются в природной среде, видимо, дольше других. Вероятно, с ним по этому свойству сравним только хитин (1-ацетил-глюкозамин, вернее, его полимер).

Термин «лигнин» происходит от латинского *lignum* – дерево, древесина. Он входит в состав почти всех наземных растений, но, видимо, его нет в бактериях и водорослях. Лигнин находится в клеточных стенках и межклеточном пространстве растений и скрепляет целлюлозные волокна. От него зависят проницаемость клеточных стенок для воды и питательных веществ (он ее понижает), механическая прочность стволов и стеблей.

С биогеохимической точки зрения лигнин интересен тем, что это одно из наиболее устойчивых к разложению органических соединений, поступающих в почву с растительным опадом. Во-вторых, очень важно то, что он содержит бензольные (или бензоидные) ядра, конечно, несущие ряд заместителей водородных атомов. В их числе: пропановые цепочки, гидроксильные группы, метоксильные группы. Углеродный скелет бензольных ядер с заместителями очень схож со скелетом ароматических ядер продуктов деструкции гуминовых веществ. Лигнин нерегулярный полимер, в его составе лежит элементарное звено типа C_6C_3 , которое называют фенилпропановым звеном. В качестве заместителей могут быть –ОН, СО–, $ОСН_3$, а в пропановой цепочке –ОН, –О–, $=C=O$ и др. Предшественниками и структурными единицами лигнина могут быть остатки п-гидроксикоричного (п-кумарового) спирта, 3-метоксигидроксикоричного (кониферилового) спирта, 3,5-диметокси-4-гидроксикоричного (синапового) спирта. Лигнин хорошо гумифи-



цируется, хотя в ранней литературе можно встретить суждения о том, что лигнин вообще не поддается гумификации.

Вероятно, есть не менее двух путей гумификации лигнина.

- Распад до олигомеров, которые затем участвуют в построении молекул гуминовых веществ.

- Частичное или ступенчатое изменение самой макромолекулы лигнина, как это предусмотрено в схеме Л. Н. Александровой и в одной из схем В. Фляйга.

При разложении лигнин может образовывать различные мономеры – простейшие кислоты и фенолы, бензойные кислоты, а также более сложные продукты распада, содержащие по несколько ароматических колец.

Достоверно установлено, что при гумификации лигнина в нем падает содержание углерода: от 62–65 до 59–60%, уменьшается и содержание водорода. Доля метоксильных групп снижается от 11–12% до 5–6%, т.е. происходит деметилирование – один из наиболее важных и характерных процессов. В то же время резко возрастает количество карбоксильных групп, накапливается и азот. В лигнине его нет или почти нет, а при гумификации доля азота может возрасти до 3–4%.

Все это позволяет считать лигнин одним из наиболее важных источников для образования гуминовых веществ. Иногда говорят, что лигнин не может быть таким источником, поскольку в подзолистых почвах гуминовых веществ мало, а лигнина в растительных остатках много. И, наоборот, в степных растениях лигнина мало, почти нет, а гуминовых веществ много. Мягко говоря, это просто заблуждение, поскольку в многолетних травах лигнина 15–20%, а в древесных – 20–30%, то есть разница не столь уж велика, но зато ежегодный опад в степях может значительно превышать опад в лесах, и



поэтому привнос лигнина в степные почвы соизмерим или даже выше, чем в лесах.

Жиры. Эта группа соединений в почвах изучена настолько плохо, что мы не имеем реальных сведений о содержании тех или иных жиров в почвах, об их трансформации, судьбе и т.д. Хотя жиры всегда есть в остатках растений, микроорганизмов, животных, и вместе с ними постоянно поступают в почву.

Жиры на 98% состоят из полных эфиров глицерина ($\text{CH}_2\text{OH}-\text{CHOH}-\text{CH}_2\text{OH}$ – иными словами, это трехатомный спирт) и жирных кислот. Кроме того, содержат неполные эфиры, фосфолипиды, гликолипиды, свободные жирные кислоты и ряд других соединений. Но главные свойства обусловлены триглицеридами и набором входящих в такие эфиры жирных кислот. Это преимущественно неразветвленные жирные кислоты, содержащие четное число атомов углерода (от 4 до 26). В их составе ненасыщенные кислоты, такие как миристиновая $\text{C}_{14}\text{H}_{28}\text{O}_2$, пальмитиновая $\text{C}_{16}\text{H}_{32}\text{O}_2$, стеариновая $\text{C}_{18}\text{H}_{36}\text{O}_2$, олеиновая $\text{C}_{17}\text{H}_{33}\text{COOH}$.

Жиры могут гидролизоваться, образуя глицерин и жирные кислоты. Конечно, нужны катализаторы, в почве их более чем достаточно, в частности, эту роль могут выполнять слоистые алюмосиликаты, некоторые оксиды.

Могут проходить реакции восстановления (гидрогенизации) жиров. Очень характерно для жиров – прогоркание, которое может быть и биохимическим и чисто химическим. Химическое прогоркание – это результат окисления жиров под воздействием кислорода воздуха (автоокисление). Реакция ускоряется при действии света, тепла и, что очень важно, в присутствии переходных металлов, которые часто называют тяжелыми металлами.

При характеристике жиров широко используют ряд условных методов, в том числе определяют кислотное



число – количество свободных жирных кислот (или количество мл 1 н. KOH, необходимое для нейтрализации свободных кислот в 100 г жиров). Определяют также эфирное число, измеряемое количеством KOH, необходимого для омыления 1 г жиров. Сумма кислотного и эфирного чисел составляет число омыления. Используют также гидроксильное число – содержание в эфирах гидроксикислот, и иодное число, характеризующее общую ненасыщенность жиров.

Жиры – активные компоненты почвенного гумуса, и их слабая изученность обусловлена несколькими причинами. Одна из них – малое содержание жиров в растительных остатках. Вторая – их высокая реакционная способность, обуславливающая быстрое разложение и хорошую усвояемость микроорганизмами. Имеет значение и активное химическое разложение под действием кислорода воздуха и света.

В остатках растений, животных и микроорганизмов есть множество других групп органических соединений, но сведений об их судьбе в почве, о тех превращениях, которым они подвергаются, о реакциях, в которых они участвуют, сравнительно мало. Это касается восков, смол, пигментов, ферментов и т.д. Эти соединения не менее важны и играют определенную роль в биогеохимических явлениях, но их фактическое участие в конкретных биохимических и химических процессах очень мало и поэтому очень плохо изучено.

Гуминовые вещества. Следует очень четко различать, что в почвенной среде любые органические остатки подвергаются превращениям двух различных типов: минерализации и гумификации.

Минерализация, по сути, проста и вряд ли нуждается в особых пояснениях. Любые органические соединения могут в почве и других природных средах постепенно



разлагаться, образуя в конечном итоге углекислый газ, воду, аммиак. Последний, взаимодействуя с водой, образует ион аммония. Конечно, при этом возникает ряд промежуточных соединений: аминокислоты, полипептиды, моносахариды и т.д. Все они могут или разлагаться до конечных продуктов или образовывать некоторые простые, переходные формы соединений, ведущих, в конечном итоге, к формированию гуминовых веществ. В целом, 95–88% всех растительных остатков минерализуются до конечных продуктов. И только небольшая доля ежегодного опада участвует в образовании собственно гумусовых веществ. Процесс образования специфических гумусовых соединений в результате трансформации органических остатков получил название гумификации. В широком смысле слова под гумификацией понимают совокупность процессов превращения исходных органических остатков в гуминовые кислоты и фульвокислоты и процессов, определяющих уровень накопления и соотношения этих кислот в почве. В более узком смысле слова гумификацией называют только совокупность последовательных химических реакций, в результате которых формируются гуминовые кислоты.

Доля органических остатков, участвующих в процессе гумификации, очень мала: десятые и даже сотые доли процента ежегодного опада. При стабильном содержании углерода гумуса в почве это означает, что примерно такое же количество ранее сформированных гуминовых веществ минерализуется до конечных продуктов и на эту величину происходит обновление гумуса.

По разным авторам, среднее время пребывания углерода гуминовых веществ в почве колеблется в очень широких пределах, но большинство сходится во мнении, что в среднем время пребывания углерода гумуса в почве составляет сотни и даже тысячи лет. Поэтому нельзя



считать реальным, что 15–20% растительного опада превращается в гуминовые вещества. Это означало бы, что через каждые 5–6 лет состав гумуса должен полностью обновляться. По некоторым данным (Черкинский), в верхних горизонтах ряда почв (подзолистые, дерново-подзолистые), судя по ^{14}C , возраст гумуса определен как «современный», но точность датирования не велика, а поступления больших количеств свежего ежегодного опада делает такой гумус как бы современным. Однако значительная часть и такого гумуса (гумин, гуминовые кислоты) имеет возраст, по крайней мере, в сотни лет.

Итак, состав почвенного гумуса динамичен. Он непрерывно обновляется за счет разложения и синтеза его компонентов. Но наиболее консервативная часть гумуса остается неизменной длительное время. Сохраняя черты, присущие данному типу почвообразования, эта часть гумуса обеспечивает стабильность всей системе гумусовых соединений.

Основными компонентами гумуса являются гуминовые кислоты, фульвокислоты, гиматомелановые кислоты, их соли, а также гумин – своеобразный комплекс гумусовых кислот, предположительно связанных с высокодисперсными глинистыми минералами.

Для гуминовых кислот характерна приуроченность их состава и некоторых свойств к условиям образования. Так, в кислых подзолистых и дерново-подзолистых почвах формируются наименее обуглероженные гуминовые кислоты (углерода около 50% по массе). Несколько больше углерода в гуминовых кислотах южных почв. Самое высокое содержание углерода в гуминовых кислотах черноземов. Однако гуминовые кислоты важнейших типов почв сравнительно мало различаются по элементному составу. Особенно, когда его выражают в атомных процентах. Те колебания, которые можно найти,



вряд ли выходят за пределы естественного варьирования. В свое время это подчеркивал М. Шнитцер, но он сравнивал гуминовые кислоты только дерново-подзолистых и красноземных почв, не принимая во внимание черноземы. А на примере Европейской части России хорошо известно, что только гуминовые кислоты черноземов существенно отличаются по элементному составу от гуминовых кислот других почв. Более существенные различия выявляются по таким параметрам гуминовых кислот, как их оптическая плотность, содержание боковых цепей, степень гидролизуемости, отношение C:N. Наиболее существенны различия по степени гидролизуемости, которая иногда в гуминовых кислотах черноземов в 1,5 раза выше, чем в гуминовых кислотах лесных почв. Оптическая плотность гуминовых кислот в черноземах может быть выше даже в 3–4 раза.

Гуминовые кислоты имеют около 15 различных видов функциональных групп, но их реакционная способность связана с карбоксильными и фенолгидроксильными группами, водород которых может замещаться другими катионами. В почве свободные гуминовые кислоты присутствуют в чрезвычайно малом количестве, обычно они активно взаимодействуют с минеральной частью, образуя соли – гуматы кальция, магния, натрия, аммония и т.д., сложные внутрикомплексные соединения с катионами железа и алюминия, тяжелых металлов. Гуминовые кислоты и их соли с двухвалентными катионами не растворяются в воде, но растворяются в щелочных растворах. Зато растворяются в воде гуматы одновалентных катионов, что играет важную роль в почвах с высоким содержанием поглощенного натрия в составе ППК.

Взаимодействия ионов тяжелых металлов с гумусовыми веществами могут быть описаны как адсорбция на



поверхности, хелатирование, ионообменные реакции, коагуляция и пептизация. Основными продуктами взаимодействия являются простые соли – гуматы и фульваты тяжелых металлов, а также комплексные и внутрикомплексные (хелатные) металлсодержащие соединения. В комплексных соединениях ионы металлов располагаются в анионной части гумусовой молекулы и в составе карбоксильной и фенольной групп при замещении в них протонов. В анионной части они прочно закреплены, тогда как в функциональных группах способны к диссоциации.

О строении фульвокислот известно значительно меньше, предположительно они имеют по сравнению с гуминовыми кислотами большее число карбоксильных и фенолгидроксильных групп. Фульвокислоты и их соли хорошо растворяются в воде, растворы имеют сильноокислую реакцию ($\text{pH } 2,6\text{--}2,8$). Фульвокислоты обладают более высокой способностью к комплексообразованию с ионами поливалентных металлов по сравнению с гуминовыми кислотами, оставаясь в то же время более подвижными. По некоторым данным (Гарнст, Савич, 1992), скорость растворения соединений тяжелых металлов с ГК выше, чем аналогичных комплексных образований с ФК. Тем не менее, комплексные соединения фульвокислот с металлами активно мигрируют в природных водах в таких физико-химических условиях, в которых свободные катионы металлов выпадают в осадок. Селективное соединение рассеянных металлов с водорастворимыми компонентами гумуса или с неподвижными гелями гуминовых кислот имеет очень важное значение для вовлечения металлов в миграционные потоки или, наоборот, выведения их из циклов миграции и закрепления в почве.



Таким образом, гумусовые кислоты благодаря особенностям молекулярного строения активно влияют на миграцию и аккумуляцию химических элементов в почве и природных водах.

ПОЧВА И ЕЕ ОТВЕТСТВЕННОСТЬ ЗА РАЗВИТИЕ БИОСФЕРЫ

Неотъемлемая и важная составная часть биогеоценоза – почва – биокосное образование, продукт взаимодействия между биотической и абиотической средами. Почва как компонент биогеоценоза находится в динамическом равновесии с другими его компонентами. Биогеоценоз также представляет собой динамическую систему, непрерывно изменяющуюся во времени и в пространстве. Однако из всех компонентов биогеоценоза почва – одна из самых консервативных составляющих. Она играет буферную роль в биогеоценозе, ослабляя воздействие на него внешних факторов. Почва служит своеобразным экраном, фильтром, изменяющим состав проходящих через нее потоков вещества. Часть веществ, необходимых для жизнедеятельности растительности, микроорганизмов и других живых существ в почве, задерживается, часть фильтруется через почвенную толщу и рыхлые породы и сбрасывается в гидрологическую сеть. Таким образом, почва оказывает определенное влияние на формирование качества воды в окружающей среде.

В современный период, когда антропогенное воздействие на окружающую среду становится все большим и геохимическая деятельность человека не уступает по мощности природным процессам, роль почвы в нормальном функционировании биогеоценоза становится особенно важной. Техногенные вещества, поступающие на



поверхность почвы, дифференцируются в пределах ее профиля в соответствии с природой почвенных генетических горизонтов и химическим составом загрязняющих веществ. Последние включаются в миграционные потоки, и происходит перераспределение их в почве и ландшафтах. Коэффициент концентрации загрязняющих веществ в почвах аккумулятивных ландшафтов значительно выше, чем в элювиальных и транс-элювиальных.

Говоря о роли почвы в развитии биосферы, необходимо упомянуть еще об одном явлении, имеющем огромное значение в создании современного облика планеты. Биогенное накопление многих химических элементов (P, S, Ca, K, Be, Co, Ni, Zn, Ge, As, Cd, Sn и др.) в верхнем слое почвы, впервые обнаруженное в 30-х годах Гольдшмидтом, обязано своим происхождением деятельности растений, которые действуют как насос, перекачивающий элементы из нижних горизонтов почвы в верхние. Но это явление обусловлено и существованием такого свойства почвы как поглотительная способность. Поглощая катионы, корни непрерывно выделяют в почвенную среду H^+ , являющийся важным фактором выветривания. Наряду с биогенной аккумуляцией в почве наблюдается и вынос – миграция веществ с нисходящими токами влаги – выщелачивание. Поэтому реальное распределение химических элементов в почвенном профиле определяется соотношением этих двух процессов. Рассмотрим в качестве примера некоторые главные типы почв.

Подзолистые и дерново-подзолистые почвы. Ведущий почвообразовательный процесс – подзолистый, поэтому происходит вынос из верхней части почвенного профиля всех химических элементов, кроме кремния. Иллювиальный горизонт В можно рассматривать как зону аккумуляции многих элементов и прежде всего –



Fe и Al. В силу особенностей водного режима здесь возможно скопление оксидов железа в виде пятен, ортштейнов, трубочек, примазок, новообразования MnO_2 в виде пиролюзита. Дерново-подзолистые почвы в химическом отношении отличаются от подзолистых формированием аккумулятивного горизонта A_1 , обогащенного углеродом и биогенными элементами.

Черноземы. Это один из самых простых по химическому строению тип почвы. Элементный состав в пересчете на бескарбонатную и безгумусную навеску однообразен по профилю, на графике это практически прямые линии. Наблюдается только накопление углерода и органогенных элементов (H, N, S, P) в перегнойно-аккумулятивном горизонте и карбонатов – в иллювиально-карбонатном горизонте.

Красноцветные почвы. Почвы характеризуются специфическими гидротермическими условиями, pH среды, в которых происходит выщелачивание большинства элементов, даже кремния, из почвенного профиля. Накапливаются только оксиды железа, что и обуславливает характерный облик этих почв.

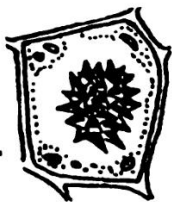
Таким образом, почвообразование приводит к дифференциации элементов: однородная горная порода превращается в неоднородный почвенный профиль с несколькими горизонтами. Так в почве накапливается не только энергия, но и **информация** о геохимических процессах в прошлом и в настоящем.

Итак, роль почвы в развитии биосферы:

1. Буфер, обеспечивающий устойчивость существования биогеоценоза;
2. Фильтр, участвующий в регулировании состава природных вод;
3. Аккумулятор энергии (гумусообразование) и химических элементов (биогенное накопление);



4. Протектор, связывающий часть загрязняющих веществ в недоступное для живых организмов состояние;
5. Источник информации о геохимических процессах в прошлом и настоящем.



Глава 3

МИГРАЦИЯ ВЕЩЕСТВ

Типы миграции: механическая, физико-химическая, биогенная

Факторы физико-химической миграции

Внутренние факторы миграции: электростатические свойства ионов, форма, в которой находится элемент, его химические свойства

Внешние факторы миграции: температурный режим, давление, кислотно-основные условия среды, окислительно-восстановительные условия

Интенсивность миграции и классификация элементов по особенностям миграции

Геохимические классификации элементов по особенностям их миграции в ландшафтах (по Б. Б. Полюнову, А. И. Перельману)

Особенности биогенной миграции

Интенсивность биологического поглощения

Геохимические барьеры: механические, физико-химические, биогеохимические

Характеристики геохимических барьеров

Виды геохимических барьеров

ТИПЫ МИГРАЦИИ

Геохимия процессов миграции выделяется в особый раздел науки. Первую классификацию миграционных процессов дал Ф. Энгельс. Выделяют 4 основных типа миграции: механическая, физико-химическая, биогенная, техногенная.

Механическая

Механическая миграция (механогенез) обусловлена работой рек, течений, ветра, ледников, вулканов, тектонических сил и других факторов, детально изучаемых в соответствующих разделах геологии, геоморфологии, вулканологии, океанологии и т.д. Характерное явление механогенеза – раздробление горных пород и минералов, ведущее к увеличению степени их дисперсности, растворимости, развитию сорбции. При диспергировании резко увеличивается суммарная поверхность частиц, а следовательно, и их поверхностная энергия. Увеличивается и растворимость минералов, многие минералы при этом разлагаются. Так, при диспергировании сульфидов происходит их частичное разложение на металл и серу. Гидратные минералы выделяют воду.

При механогенезе тяжелые минералы ведут себя как частицы более крупного размера, т.е. при механической миграции важным фактором является плотность минералов. Механическая миграция зависит также от твердости, податливости к выветриванию минералов. Твердые ми-



нералы (например, циркон, алмаз, касситерит) хорошо сохраняются в осадках, так как при механическом переносе истираются с большим трудом.

Способность минералов сопротивляться истиранию называется абразивной прочностью. Абразивная прочность зависит не только от твердости минералов, но и от их химической устойчивости. Восходящий ряд некоторых наиболее распространенных минералов по абразивной прочности: золото, киноварь, вольфрамит, пироксены, лимонит, колумбит, платина, эпидот, роговая обманка, дистен, оливин, апатит, монацит, ставролит, андалузит, железный блеск, пирит, ильменит, магнетит, касситерит, хромшпинелиды, циркон, турмалин, осмистый иридий, топаз, рутил, шпинель, корунд, алмаз.

Показателем механической миграции ($P_{\text{м}}$) является годовой расход взвешенных частиц в створе реки в т/км² площади бассейна. $P_{\text{м}}$ зависит от климата, геологического строения местности и рельефа. Максимальная величина $P_{\text{м}}$ характерна для аридных гор ($P_{\text{м}} = 1000$ т/кв. км), минимальная – для гумидных лесных равнин.

Представление о соотношении механической и химической миграции дает отношение среднегодовой минерализации воды к среднегодовой мутности. В современную геологическую эпоху механическая миграция преобладает над химической.

В истории отдельных химических элементов механическая миграция играет различную роль. Она велика для Si, Ni, Zr, Hf и мала для Ni, Co, Mg, Cl, Na.

В механической миграции большую роль играют эоловые процессы. По А. П. Лисицыну, перенос вещества в атмосфере может быть трех видов:

- стратосферный (на высоте 15–60 км);
- тропосферный (на высоте 8–12 км частицы могут мигрировать на сотни и тысячи километров);



• локальный (миграция на десятки и сотни километров). Существует гипотеза об эоловом образовании лесов, покровных суглинков, песков пустынь. Особенно велика была роль эоловых процессов в ледниковые периоды с их сухим холодным климатом и сильными ветрами. Наличие пыльных бурь установлено на Марсе.

Механическая миграция на склонах обязана таким процессам, как дефлюкция (сползание вязкого или пластичного течения), солифлюкция (сползание пересушенной массы на мерзлом основании), крип (перемещение при совместном действии силы тяжести и др. факторов).

Физико-химическая

Физико-химическая миграция – это перемещение, перераспределение химических элементов в земной коре и на ее поверхности. Интенсивность и направление миграции химических элементов зависят от внутренних и внешних факторов. К внутренним факторам миграции относятся:

- 1) особенности ионов;
- 2) форма, в которой присутствует элемент;
- 3) химические свойства элемента.

К внешним факторам миграции относят физико-химические и биологические условия миграции. Это:

- 1) щелочно-кислотные и окислительно-восстановительные условия;
- 2) водный режим;
- 3) температурный режим;
- 4) давление;
- 5) жизнедеятельность живых организмов.



Внутренние факторы физико-химической миграции

1. *Электростатические свойства ионов* – эта группа факторов учитывается только при миграции элементов в виде ионов. Ионная миграция характерна для:

- а) водных растворов,
- б) магматических расплавов,
- в) газовых смесей,
- г) живого вещества.

Электростатические свойства ионов во многом обусловлены размерами ионных радиусов элементов. *С увеличением радиуса иона обычно возрастает дальность миграции.* Показателями электростатических свойств ионов служат ионный потенциал Картледжа и энергетические коэффициенты ионов. **Ионный потенциал Картледжа рассчитывают по формуле:**

$$ПК = W/10R_i,$$

где ПК – потенциал Картледжа,
W – валентность иона,
R_i – радиус иона, нм.

По этому показателю химические элементы делятся на 3 группы:

1. ПК ниже 3. Элементы с такими значениями потенциала обычно легко переходят в природные воды из твердой фазы в виде ионов и не образуют комплексных соединений: K, Na, Ca, Li, Rb, Cs, Ba.

2. ПК от 3–12. Элементы с такими значениями потенциала Картледжа образуют труднорастворимые гидролизированные соединения. К элементам этой группы относят: Fe, Al, Zr, V, Cr и др.



3. ПК выше 12. Элементы этой группы, соединяясь с кислородом, образуют комплексные растворимые соединения. Это В, С, N, Р, S.

В зависимости от условий Si и Мо могут вести себя и как элементы 2-й группы и как элементы 3-й группы.

Энергетические коэффициенты ионов рассчитывают по следующим формулам (А. Е. Ферсман):

$$ЭК_{\text{катионов}} = (W^2 \div 20R_i) \times [0,75 \cdot (10R_i + 0,2)],$$

$$ЭК_{\text{анионов}} = W^2 \div 20R_i.$$

Энергетические коэффициенты отражают последовательность кристаллизации минералов из растворов и расплавов и обусловлены, в основном, энергией их кристаллических решеток. Ионы с большими значениями ЭК выпадают из растворов раньше. В процессах миграции они менее подвижны и поэтому накапливаются в элювии. Ионы с малыми энергетическими коэффициентами (Na, K, Rb, Cs, Li) обладают легкой растворимостью и высокой миграционной способностью.

Степень электролитической диссоциации характеризует количество ионов, образовавшихся при растворении вещества. Показателем степени диссоциации является коэффициент диссоциации, он зависит от природы как растворенного вещества, так и растворителя, и поэтому этот показатель можно отнести как к внутренним, так и к внешним факторам миграции. Степенью электролитической диссоциации определяется последовательность выпадения вещества в осадок.

Однако невозможно объяснить все разнообразие миграционных процессов свойствами ионов, т.к. многие элементы мигрируют в виде недиссоциированных молекул, особенно это относится к гидроксидам. Неионная



форма преобладает и в органических соединениях (коллоидные мицеллы), многие из которых хорошо растворимы в воде (фульвокислоты, например). В комплексе с органическим веществом мигрируют и многие металлы.

2. Форма, в которой находится элемент, и соответственно его химические свойства, также относится к внутренним факторам миграции.

В. И. Вернадский выделял 4 формы нахождения элемента в природе: горные породы и минералы, живое вещество, магмы (силикатные расплавы) и рассеяние. Естественно, что интенсивность миграции элементов, находящихся в различных формах и соединениях, – различна. Например, Na-альбита и Na-галита: минералы характеризуются различной растворимостью и абразивной прочностью, скорость миграции натрия из этих двух минералов разнится довольно-таки значительно. Металлы могут накапливаться в земной коре в виде карбонатов, оксидов, сульфатов, сульфидов и т.д. В целом, существует такая закономерность: кислородные соединения металлов на земной поверхности более устойчивы, чем, например, сульфиды.

Внешние факторы миграции

1. *Температурный режим.* С повышением температуры увеличивается миграционная способность элементов, находящихся в растворах и расплавах, повышается скорость химических реакций (принцип Ле-Шателье).

2. *Давление.* При изучении гидротермальных, магматических и метаморфических процессов обязательно учитывают такой внешний фактор, как давление. В пределах же биосферы и почв давление существенного влияния не оказывает, т.к. значительного изменения его не наблюдается.



3. *Кислотно-основные условия среды.* Концентрация ионов H^+ также оказывает значительное влияние на водную миграцию элементов в зоне гипергенеза. Этот фактор контролирует осаждение из растворов многих соединений, коагуляцию коллоидов, влияет на поступление элементов в растения, на подвижность многих металлов (табл. 5).

Таблица 5

Значения рН начала осаждения гидрооксидов некоторых элементов из разбавленных растворов
(В. А. Алексеенко)

Элемент	рН	Элемент	рН	Элемент	рН	Элемент	рН
Zr ⁴⁺	2,0	Al ³⁺	4,1	Cd ²⁺	6,7	Hg ²⁺	7,3
Sn ²⁺	3,0	U ⁶⁺	4,2	Ni ²⁺	6,7	Ce ³⁺	7,4
Ce ⁴⁺	2,7	Cr ³⁺	5,3	Co ²⁺	6,8	La ³⁺	8,4
Fe ³⁺	2,48	Cu ²⁺	5,3	Y ³⁺	6,8	Ag ⁺	9,0
Hg ⁺	3,0	Fe ²⁺	5,5	Sm ³⁺	6,8	Mn ²⁺	9,0
In ³⁺	3,4	Be ²⁺	5,7	Zn ²⁺	7,0	Mg ²⁺	10,5
Th ⁴⁺	3,5	Pb ³⁺	6,0	Nd ³⁺	7,0		

Образование комплексных анионов сильно осложняет эту картину. Например, рН осаждения $UO_2(OH)_2$ 3,8–6,0 (в зависимости от концентрации урана в растворе). Т.е. при значениях рН выше 6 миграция UO_2^{2+} не должна происходить. Но известно, что уран в таких водах мигрирует. Это связано с образованием растворимых карбонатных комплексов. Для большинства металлов образование комплексных ионов повышает рН осаждения гидрооксидов и повышает растворимость вообще.

Na, Ca, K, Rb, Cs в земной коре не образуют гидроксидов и для их осаждения рН вод имеет лишь косвенное значение, как фактор, влияющий на сорбцию, растворимость солей и т.д.



Необходимо иметь в виду, что повышение температуры изменяет ионное произведение воды $[H^+] \times [OH^-]$ и при $t=100^\circ C$ в нейтральной среде $pH=6,12$, а при $t=400^\circ - 5,5$, а следовательно, изменяются в термальных водах и растворимости гидроксидов металлов.

4. *Окислительно-восстановительные условия.* Эти условия очень сильно влияют на миграцию элементов. Важнейшие окислители – O_2 , Fe^{3+} , Mn^{4+} , восстановители – S^{2+} , Fe^{2+} , H_2 .

В бескислородной обстановке (для почв – глеевая среда) увеличивается миграционная способность катионогенных элементов и уменьшается – анионогенных, ускоряется разложение алюмосиликатов.

В восстановительной сероводородной среде H_2S вступает в реакции со многими металлами, вызывая их осаждение из раствора. Восстановительная обстановка даже периодического характера в теплое время года сопровождается интенсивной миграцией соединений Fe , Mn , Co , Ni , Cu . При усилении анаэробной обстановки железо присутствует в болотных водах в виде Fe^{2+} . Чем меньше доступ кислорода и ниже значения pH , тем выше подвижность соединений железа. В периоды аэрации начинается переход Fe^{2+} в Fe^{3+} и интенсивное выпадение в осадок, накопление его соединений.

Особую роль в водной миграции играют коллоиды. Миграция в коллоидной форме характерна для гумуса, соединений Si , Al , Fe , Mn , Zr , Sn , Ti , V , Cr , Ni и многих других элементов. Одна из особенностей процесса сорбции на коллоидах – селективность. Состав сорбируемых веществ во многом определяется зарядом сорбента. Преимущественно сорбируются ионы, имеющие общую атомную группировку. Лучше сорбируются поливалентные, чем моновалентные ионы, а среди моновалентных – те, чей радиус – больше.



Таким образом, физико-химическая миграция подчиняется законам физики и химии и обуславливается такими процессами, как диффузия, растворение, осаждение, сорбция, десорбция и т.д. При этом она может протекать в ионной или коллоидной форме.

Интенсивность миграции и классификация элементов по особенностям миграции

Интенсивность миграции выражается скоростью перехода в подвижное состояние одного грамма вещества данного элемента:

$$P_x = 1/B_x \times dB/dt,$$

где P_x – интенсивность миграции;

B_x – число атомов элемента, перешедших в подвижное состояние;

dB_x/dt – число атомов элемента, перешедших в подвижное состояние за время dt .

Чем больше величина B_x , тем меньше интенсивность миграции. Величина B_x зависит от кларка концентрации (K_k) элемента. При сходных химических свойствах элемент с меньшим K_k мигрирует интенсивнее.

Миграционная способность химических элементов различается очень значительно, но все же удастся сгруппировать элементы по их подвижности, и такие попытки делали неоднократно. Так, по классификации В. М. Гольдшмидта (1924), все элементы разделены на 4 группы.

1. Литофильные – отличаются сродством к кислороду и в условиях биосферы образуют минералы, представленные оксидами, гидрооксидами, солями кислородных кислот. К их числу относятся 54 элемента и в первую очередь, это Si, Ti, S, P, F, Cl, Al, Na, K, Ca, Mg.



2. Халькофильные элементы – склонные давать соединения с серой. Это – Cu, Pb, Zn, Cd, Ag, Mn, Fe и др.

3. Сидерофильные – растворяются в железных расплавах и дают соединения и сплавы с железом. Это – Fe, Ni, Co, P, C, Pt, Mo, Au, Sn.

4. Атмофилы – элементы, входящие в земную атмосферу: H, N, C, O, He, Ar, Cl и др.

Гольдшмидт выделил также особую группу элементов-биофилов: C, H, O, P, N, S, Cl, I; и в меньшей мере – B, Ca, Mg, K, Na, Mn, V, Fe, Cu.

Конечно, в классификации Гольдшмидта было много условного, наблюдаются взаимопроникновения (повторы), она характеризует поведение элементов преимущественно в жидких фазах (растворах), а также распределение элементов между твердыми и жидкими фазами.

Б. Б. Полынов (1933) вычислил условные единицы миграции элементов путем деления содержания компонента в горной породе на его количество в омывающих породы водах (табл. 6). Это позволило ему объединить химические элементы по геохимической подвижности в группы, названные им рядами миграции (табл. 7).

Более подробная геохимическая классификация элементов по особенностям их миграции в ландшафтах была дана А. И. Перельманом (табл. 8).

В основе этой классификации лежит деление на воздушные и водные мигранты. Первые мигрируют как в газообразном состоянии, так и с водным раствором. Вторые в газообразном состоянии не мигрируют или мигрируют слабо. В классификации учтена зависимость миграционной способности химических элементов в разных окислительно-восстановительных средах.

Конечно, все эти классификации довольно условны и их следует воспринимать примерно так же, как и распределение элементов по различным средам. Там выяв-



Таблица 6

Миграционная способность элементов
(по Б. Б. Полынову, 1933)

Компоненты	Средний химический состав кристаллических горных пород, %	Средний химический состав растворенных веществ в водах, омывающих горные породы, %	Миграционная способность (условные единицы)
SiO ₂	59,09	12,80	0,20
Al ₂ O ₃	15,35	0,90	0,02
Fe ₂ O ₃	7,29	0,40	0,04
Ca ²⁺	3,60	14,70	3,0
Mg ²⁺	2,11	4,90	1,3
Na ⁺	2,97	9,50	2,4
K ⁺	2,57	4,40	1,25
Cl ⁻	0,05	6,75	100
SO ₄ ²⁻	0,15	11,60	57
CO ₃ ²⁻	—	36,50	∞

Таблица 7

Миграционные ряды элементов в коре

Ряд элементов	выветривания Состав ряда	Показатель порядка величины миграции
Энергично выносимые	Cl, Br, I, S	$2n \times 10$
Легко выносимые	Ca, Na, K, Mg	n
Подвижные	Si _(силикатов) , P, Mn	$n \times 10^{-1}$
Инертные	F, Al, Ti	$n \times 10^{-2}$
Практически неподвижные	Si _(кварца)	$n \times 10^{-3}$

ляется общий тип распределения элементов по различным оболочкам, но в конкретных средах могут сложиться



Таблица 8

Геохимическая классификация элементов
по особенностям их миграции в ландшафтах
(по А. И. Перельману)

ВОЗДУШНЫЕ МИГРАНТЫ	
Активные (образуют химические соединения)	Пассивные (не образуют химические соединения)
O, H, C, N, I	Ar, He, Ne, Kr, Xe, Rn
ВОДНЫЕ МИГРАНТЫ	
Катионогенные	Анионогенные
<i>Очень подвижные</i>	
Ca, Na, Mg, Sr, Ra	Cl, Br, S, F, B
<i>Слабо подвижные</i>	
K, Ba, Rb, Li, Be, Cs, T	Si, P, Ge, Sn, Sb, As
<i>Подвижные и слабо подвижные в окислительной обстановке и инертные в сероводородной среде, осаждаются на щелочных барьерах, мигрируют в окислительной обстановке</i>	
Zn, Cu, Ni, Pb, Cd	Hg, Ag, Bi
<i>Подвижные и слабо подвижные в окислительной обстановке, инертные в восстановительной среде, осаждаются на сероводородных и глеевых барьерах</i>	
V, Mo, Se, U, Re	
<i>Подвижные и слабо подвижные в восстановительной глеевой среде, инертные в окислительной и восстановительной сероводородной средах</i>	
Fe, Mn, Co	
Мало подвижные в большинстве обстановок	
<i>Слабая миграция с органическими комплексами. Частично мигрируют в сильно кислой среде:</i>	<i>Частично мигрируют в щелочной среде:</i>
Ti, Cr, Ce, Nb, Y, La, Ga, Th, Sc, Sm, Gd	Zr, Nb, Ta, W, Hf, Ter, Tb, Ho, Eu, Yb, In, Lu
<i>Не образуют химических соединений (самородковое состояние)</i>	
Os, Pd, Ru, Pt, Au, Rh, Zr	

совсем иные соотношения, не отвечающие среднему содержанию. Точно так же и оценка подвижности элементов дана в целом для биосферы как некая общая харак-



теристика, тогда как в реальной природной обстановке могут складываться условия, резко изменяющие подвижность химических элементов. Именно потому, что в классификации А. И. Перельмана по возможности учтен этот фактор, она представляется более удачной для целей почвоведения и более полезной для биогеохимии.

В почвенной среде главные факторы среды, влияющие на растворимость и подвижность элементов, следующие: рН среды, окислительно-восстановительный потенциал, наличие и свойства органического вещества, присутствие сопутствующих катионов и анионов, емкость поглощения, минералогический состав.

Известны и почвы с рН до 10,0–11,0. Таковы содово-засоленные почвы, глубокие горизонты орошаемых почв. Таким образом, интервал рН достигает 8–11 единиц, в то же время для гидрооксидов 3-валентных металлов изменение рН на единицу вызывает изменение растворимости по катионам на 3 порядка. Для 2-валентных – на 2 порядка, а для 1-валентных катионов – на порядок. Необходимо учитывать также, что в почвах низкие значения рН, как правило, соответствуют промывному режиму, и вполне реальным представляются в таких условиях вынос практически любых катионов, разрушение карбонатов и алюмосиликатов.

Окислительно-восстановительный режим. Характер ОВП зависит от многих свойств почвы. В частности, очень важен водный режим. Поэтому трудно оценивать значение ОВП, как и рН, без учета всей совокупности характеристик почвы. Но все же можно выделить те моменты, которые напрямую связаны с ОВП. Основное – переход элементов с образованием различных степеней окисленности. К таким элементам следует отнести H, C, N, Si, S, Cl, Cr, Mn, Fe, Co, Cu, As, Se, Sn, Sb, I, W, Pb. Таким образом, значительная



часть элементов может изменять свое состояние окисленности, и их поведение зависит прежде всего от степени окисления, а следовательно от окислительно-восстановительного потенциала. Для почв обычно выделяют резко восстановительные условия с ОВП менее -200 мВ, восстановительные ($-200 - +200$ мВ), слабо восстановительные ($+200 - 400$ мВ), слабо окислительные ($+400 - 600$ мВ), сильно окислительные (более $+600$ мВ). Сочетание ОВП и кислотно-основных режимов создает довольно большое разнообразие условий и факторов миграции. Наиболее благоприятные условия для миграции создаются в восстановительной среде. Это обусловлено следующими причинами. Соединения закисных форм состояния элементов более легко растворимы, меньше зависят от рН, при этом имеет место достаточно интенсивное влагонасыщение, что способствует миграции элементов.

О влиянии органического вещества на миграцию элементов сведений сравнительно мало. Но, в целом, это влияние противоречиво. Значительная часть органического вещества в почвах и почвообразующих породах представлена почти нерастворимыми формами, поэтому органическое вещество связывает многие катионы, особенно щелочные земли и многие тяжелые металлы. Но растворимые органические вещества, связывая металлы, способствуют их перемещению в толще почв и пород. Преимущественно это относится к щелочным металлам. Органическое вещество оказывает и косвенное влияние на миграцию химических элементов. Высокое содержание органического вещества влечет за собой, как правило, снижение ОВП, а это способствует усилению миграционной способности.



Биогенная

Одна из наиболее сложных форм миграции, обусловленная совокупной жизнедеятельностью живых организмов, – биогенная миграция. Растительность и животные организмы удерживают в своих тканях миллиарды тонн минеральных веществ. Чем больше биогенное значение химических элементов, тем лучше они защищены от прямого выноса грунтовыми и речными водами. Поэтому элементы с высокой степенью биогенности (P, Ca, K, S, C, N) обладают меньшей миграционной способностью, чем элементы, не играющие существенной роли в химическом составе живого вещества (Cl, Na, Mg).

Химические элементы малой биогенности легко отбрасываются или мало захватываются живыми организмами, поэтому они характеризуются высокой миграционной способностью и выносятся далеко за пределы ареала своего образования, участвуют в процессах соленакопления (карбонаты и бикарбонаты, сульфаты и хлориды натрия и магния).

Живое вещество активно влияет на геохимическую среду, дифференциацию, отток и задержание химических элементов через пищевые цепи, метаболиты, постморальные остатки.

Кларки живого вещества впервые подсчитал В. И. Вернадский, а уточнили А. П. Виноградов и В. В. Добровольский:

А. Воздушные мигранты (98,8%): O – 70; C – 18; H – 10,5; N – 0,3

Б. Водные мигранты (1,2%)

Макроэлементы: Ca – 0,5; K – 0,3; Si – 0,2; Mg – 0,04; P – 0,07; S – 0,05; Na – 0,02; Cl – 0,02; Fe – 0,01%.

Микроэлементы: Mn – $9,6 \times 10^{-3}$, Al – 5×10^{-3} , Zn – 2×10^{-3} , Sr – $1,6 \times 10^{-3}$, Ti – $1,3 \times 10^{-3}$, B – 1×10^{-3} , Ba –



9×10^{-4} , Cu – $3,2 \times 10^{-4}$, Zr – 3×10^{-4} , Rb – 2×10^{-4} , Br – $1,6 \times 10^{-4}$, F – $1,4 \times 10^{-4}$, Pb – 1×10^{-4} , Ni – 8×10^{-5} , Cr – 7×10^{-5} , V – 6×10^{-5} , Li – 6×10^{-5} , Co – 4×10^{-5} , Y – 3×10^{-5} , La – 3×10^{-5} , Mo – 2×10^{-5} , I – $1,2 \times 10^{-5}$, Sn – 1×10^{-5} , As – 6×10^{-6} , Be – 4×10^{-6} , Ga – 2×10^{-6} , Se – 2×10^{-6} , W – 1×10^{-6} , Ag – $1,2 \times 10^{-6}$, U – 8×10^{-7} , Hg – 5×10^{-7} , Sb – 2×10^{-7} , Cd – 2×10^{-7} , Au – 1×10^{-8} , Ra – $n \times 10^{-12}$

Элементы, обнаруженные в живом веществе, но не установлены их кларки: He, Ne, Ar, Sc, Kr, Nb, Rh, Pd, In, Te, Xe, Ta, Tl, Bi, Th.

Не обнаружены в живом веществе (на сегодняшний день): Ru, Hf, Re, Os, Ir, Po, Ac, Tc, At, Fr (три последних элемента не найдены и в земной коре).

Из этих данных следует:

1. Кларки концентраций живого вещества уменьшаются с ростом атомной массы элементов.
2. Организмы – кислородные существа.
3. Главная особенность истории живого вещества – образование из газов и превращение после смерти в газы.
4. Подвижные в земной коре элементы активно захватываются живым веществом, мало подвижные – слабо захватываются (яркий пример – алюминий, содержание которого в земной коре 8,05 – на 3-ем месте после O и Si, а в живых системах – это микроэлемент).

ИНТЕНСИВНОСТЬ БИОЛОГИЧЕСКОГО ПОГЛОЩЕНИЯ

В.И. Вернадский в 1937 году ввел в науку понятие **кларки концентраций** $/K_k/$. Под K_k он понимал отношение среднего содержания элемента в данной системе к его среднему содержанию в земной коре. А. И. Перельман предложил K_k в живых организмах назвать – **биофильность**. Биофильность химических элементов колеблется в очень широких пределах. Так, для С биофильность составляет 780, для N – 160, для H – 70, O – 1,5, Cl – 1,1. У остальных элементов биофильность меньше 1. Наименьшая биофильность у Al, Fe, Ti.

Живое вещество избирательно поглощает и накапливает некоторые химические элементы. Поэтому очень важно в биогеохимии изучать состав минеральной части живого вещества, т.е. состав золы. Эта способность живого вещества характеризуется коэффициентом биологического поглощения. **Коэффициент биологического поглощения (КБП)** – это эмпирический биогеохимический показатель, характеризующий интенсивность биологического поглощения элементов. Вычисляется он по формуле (предложена А. И. Перельманом):

$$A_x = l_x / n_x,$$

где A_x – КБП;

l_x – содержание элемента x в золе растения;

n_x – содержание элемента x в породе или в почве, кларк литосферы.



Таким образом, A_x показывает, во сколько раз содержание элемента в золе выше, чем в литосфере (в породе, почве). КБП – не константы. Они могут меняться в зависимости от времени года, фазы вегетации, возраста растения, свойств почвы и т.д. Зависит поглощение элементов из почвы и от вида растений.

Б. Б. Плынов по величине этого коэффициента построил ряды биологического поглощения для главных химических элементов, А.И. Перельман уточнил эту классификацию (табл. 9). Получилось 5 групп элементов, характеризующихся различной интенсивностью использования живыми организмами: от энергичного накопления до очень слабого захвата.

Таблица 9

Ряды биологического поглощения
(по А.И. Перельману)

Элементы	Интенсивность накопления	Коэффициенты биологического поглощения				
		100 n	10 n	1n	0.1n	0.1n – 0.001n
Биологического накопления	Энергичного	P, S, Cl, Br, J				
	Сильного		Ca, Na, Sr, Zn	K, Mg, B, Se		
Биологического захвата	Слабого накопления и среднего захвата			Mn, F, Ba, Ni, Cu, Ga, Co, Pb, Sn, As, Mo, Hg, Ag, Ra		
	Слабого и очень слабого захвата				Si, Al, Fe, Ti, Zr, Rb, V, Cr, Li, Y, Nb, Th, Sc, Be, Cs, Ta, U, W, Sb, Cd	

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ

В 1961 году А. И. Перельман ввел в науку понятие о геохимических барьерах. **Геохимические барьеры** – это те участки земной коры, в которых на коротких расстояниях происходит резкое уменьшение интенсивности миграции химических элементов и, как результат, их накопление.

Выделяют макро-, мезо- и микробарьеры. К **макробарьерам** относятся, например, дельты рек – зоны смешения пресных речных и соленых морских вод. Ширина таких барьеров может достигать сотен и тысяч метров (но это не большая величина по сравнению с протяженностью реки и акваторией моря).

К **мезобарьерам** относятся краевые зоны болот, водонесные горизонты артезианских бассейнов. В результате здесь накапливаются многие элементы, выщелоченные из почв водоразделов и склонов. Ширина таких барьеров может достигать десятки и сотни метров.

Микробарьеры встречаются гораздо чаще, в том числе в почвах. По сути, накопление в почвенных горизонтах таких новообразований, как белоглазка, ортштейны, различные коры (солевые, латеритные) – результат изменения интенсивности миграционных потоков в почвенном профиле. Причина уменьшения скорости – изменение условий.

В основу классификации геохимических барьеров положены различия в миграции. Выделяют два основных типа барьеров – природные и техногенные. В свою



очередь, и в тех и в других выделяют по 3 класса: механические, физико-химические, биогеохимические.

Механические барьеры – участки резкого уменьшения механической миграции. К ним приурочены различные продукты механической дифференциации осадков.

В местах резкого уменьшения интенсивности физико-химической миграции формируются **физико-химические барьеры**. Это участки земной поверхности, где резко меняются температура, давление, окислительно-восстановительные, щелочно-кислотные и другие условия. Барьеры классифицируются на виды по накоплению химических элементов. Последнее определяется во многом тем, в какой среде проходят миграционные процессы. В зависимости от содержания в воде O_2 , H_2 , H_2S и других газов, Fe^{2+} , Fe^{3+} , S^{2-} , HS^- , H^+ , OH^- выделяют различные типы вод по окислительно-восстановительным условиям.

Для типа кислородных вод (с окислительной обстановкой) характерно присутствие в водах свободного кислорода или других сильных окислителей. Многие элементы находятся в высоких степенях окисления: Fe^{3+} , Cu^{2+} , S^{6+} . Осадочные горные породы, сформировавшиеся в окислительных условиях, имеют красную, бурую, желтую окраски.

Восстановительная среда может быть двух основных типов. *Тип сероводородных (сульфидных) вод* характеризуется присутствием H_2S , S^{2-} , HS^- . В такой обстановке железо и многие другие металлы часто не мигрируют, так как образуют трудно растворимые сульфиды. Окраска горных пород – черная.

Тип глеевых вод характеризуется наличием CH_4 , Fe^{2+} , H_2 , растворенных органических соединений. В глеевой обстановке легко мигрируют многие металлы, при-



чем часто в форме органо-минеральных соединений. Окраска горных пород – белая, сизая, серая, голубая, зеленая.

Итак, геохимические барьеры классифицируются по накоплению химических элементов на виды. Выделяют следующие виды.

1. Кислородные (окислительные) барьеры. Их образование связано с изменением окислительно-восстановительных условий в ландшафте. Резкая смена восстановительных условий на окислительные, смена резко восстановительных на слабо восстановительные, слабо окислительных на сильно окислительные. Например, грунтовые воды, обогащенные железом и марганцем, в виде бикарбонатов или органических комплексов вблизи поверхности почв, на окраинах болот, в озерах образуют Fe – Mn конкреции, болотные и озерные руды, залежи самородковой серы.

2. Сероводородные восстановительные (сульфидные) – кислые или глеевые воды контактируют с сероводородной средой: $pH > 7$, $Eh < 0$. Концентрируются металлы, образуя сульфиды железа, свинца, меди, цинка.

3. Глеевые восстановительные барьеры – кислые воды. Встречаются с восстановительной средой ($Eh < 300-200$ мВ). Накапливаются трудно растворимые соединения ванадия, селена, меди, урана.

4. Щелочные барьеры – возникают в почвенных горизонтах, где наблюдаются скачок pH и смена кислой или слабо кислой среды на щелочную. Например, на контакте силикатных и карбонатных пород. Образуются горизонты, обогащенные кальцием, магнием, марганцем, барием, стронцием, ванадием, цинком, медью, кобальтом, свинцом, кадмием.

5. Кислые барьеры – формируются в зонах ландшафта при резкой смене условий pH в более кислую



сторону. На кислых барьерах осаждаются мышьяк, молибден, селен.

6. Испарительные барьеры – проявляются в аридных условиях. Есть две разновидности испарительных барьеров: а) верхние – на поверхности почвы и б) нижние – на уровне грунтовых вод. Здесь наблюдается образование засоленных почв и накопление Ca, Mg, K, Na, F, S, Sr, Cl, Pb, Zn, V, Ni, Mo.

7. Сорбционные барьеры – характерны для иллювиальных и гумусовых горизонтов почв. В основе сорбционного поглощения лежит поглотительная способность почвы.

В природе наблюдается приуроченность основных геохимических барьеров к определенным почвам, породам. А. И. Перельман дает следующие примеры распространения геохимических барьеров.

Сернокислые барьеры – рудные тела сульфидных месторождений.

Кислые барьеры – дерново-подзолистые, красноземные, серые лесные, бурые лесные почвы, солоды.

Нейтрально-карбонатные барьеры – черноземные, каштановые, сероземные почвы, рендзины.

Хлоридно-сульфатные барьеры – верхние горизонты некоторых солончаков.

Содовые барьеры – солонцы.

Бескарбонатные глеевые барьеры – луговые и болотные почвы северных степей, лесной и тундровой зон.

Соленосный глеевый – солончаки со слабо восстановительной средой.

Гипсовый глеевый – гипсовые горизонты луговых почв.

Содовый глеевый – содовые луговые солонцы.

Соленосно-сульфидный – нижние горизонты солончаков.



Содовый сероводородный – солонцеватые солонцы.

Биогеохимические барьеры – результат уменьшения интенсивности биогенной миграции. Угольные залежи, торф, концентрация элементов в телах организмов – следствие таких процессов.

Техногенные барьеры также разделяют на механические, физико-химические, биогеохимические. Сущность этих барьеров становится понятной только при учете социальной формы движения, техногенной миграции.

В зависимости от направления потоков миграции химических элементов в ландшафте, на пути которых возникают геохимические барьеры, последние делят на 2 группы: **радиальные (вертикальные) и латеральные**. Радиальные барьеры становятся на путях миграции химических элементов при их вертикальном движении. Во многом именно благодаря существованию этих барьеров наблюдается дифференциация химических элементов в почвенном профиле.

Латеральные барьеры возникают на границах геохимически контрастных элементов ландшафта (например, на границах фаций, краевых зонах болот и т.д.).

Для характеристики геохимических барьеров применяют следующие показатели.

Градиент барьера (G), который характеризует изменение геохимических показателей в направлении миграции химических элементов

$$G = d_m / d_l, \quad \text{или} \quad G = m_1 - m_2 / l,$$

где m_1 – значение геохимического показателя до барьера;
 m_2 – его значение после барьера;
 l – ширина барьера.



Контрастность барьера (S) – характеризуется отношением величины геохимических показателей в направлении миграции до и после барьера:

$$S = m_1 / m_2,$$

Интенсивность накопления элемента, например при рудообразовании, увеличивается с ростом контрастности и градиента барьера.

На геохимических барьерах образуются рудные тела большинства месторождений полезных ископаемых, и само понятие геохимических барьеров оказалось очень полезным для разработки методики поисков полезных ископаемых. Изучение барьеров важно и в борьбе с загрязнением окружающей среды.



Глава 4

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФУНКЦИИ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА

Понятие о биогеохимических функциях и биогеохимических принципах живого вещества

Основные группы биогеохимических функций живого вещества: газовые, концентрационные, окислительно-восстановительные, биохимические, биогеохимические

Организмы-концентраторы

ПОНЯТИЕ О БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ФУНКЦИЯХ И БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРИНЦИПАХ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА

Живое вещество обладает исключительно высокой функциональной активностью, связанной с его способностью к размножению, количественному росту. Это свойство В. И. Вернадский назвал «напором жизни», выделив их в 1928–1931 годах как биогеохимические функции живого вещества. Биогеохимические функции живого вещества распространяются на всю планету, выражаясь в виде геосфер. В планетном масштабе они определяют основные химические проявления жизни и являются основными химическими реакциями живого вещества. По В. И. Вернадскому биогеохимические функции живого вещества в биосфере развиваются в соответствии с *3 биогеохимическими принципами*.

1. Биогенная миграция атомов химических элементов в биосфере всегда стремится к максимальному проявлению. Жизнь стремится заполнить в максимальном объеме любое пригодное для нее пространство. Мы можем наблюдать это, например, на свежей насыпи, когда ее осваивают растения. Когда сукцессия доходит до предельного насыщения ценоза, процесс замедляется, но продолжает идти в эволюционном плане.

2. Эволюция видов идет в направлении, увеличивающем биогенную миграцию атомов в ней. Этот принцип важен для понимания истории жизни, а при



перевode на язык практики он означает увеличение продуктивности растений и животных.

3. В течение всего геологического времени заселение планеты должно быть максимально возможным для всего живого вещества, которое существовало в тот или иной момент. Этот принцип важен для понимания современных проблем биосферы. Живое вещество, достигшее качественно новой высшей формы развития — формы человеческого общества, получило возможность существования на всем пространстве земной поверхности. При этом отношения человеческого общества с биосферой также перешли в новую форму: биосфера стала превращаться в ноосферу.

ОСНОВНЫЕ ГРУППЫ БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ФУНКЦИЙ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА

В. И. Вернадский химические проявления живого вещества в биосфере разделил на 5 групп биогеохимических функций.

Газовые

В. И. Вернадский писал, что все газы, образующиеся в биосфере, теснейшим образом связаны своим происхождением с живым веществом, всегда биогенны и изменяются главным образом биогенным путем. Поэтому «атмосфера нашей планеты в ее подавляющей по весу части — есть создание ее жизни, живого вещества, являющегося выражением ее биогеохимической газовой функции, а не астрономическое явление (зависящее в главной своей части от всемирного тяготения) по своему существу».

Среди газовых функций В. И. Вернадский выделил следующие 7, заметив, что этот список далеко не полон, но касается тех функций, которые более или менее хорошо изучены.

1. Кислородно-углекислотная — создается подавляющая масса свободного кислорода на планете. Носителями этой функции являются хлорофилльные зеленые организмы. Выделение кислорода идет только при освещении зеленого вещества солнечными лучами, ночью



этот фотохимический процесс прекращается и на смену ему приходит процесс образования угольной кислоты, которую зеленые растения выделяют при дыхании. Именно поэтому эта функция называется кислородно-углекислотной.

2. Углекислотная (независимая от кислородной) – создается биогенная угольная кислота в результате дыхания животных, жизнедеятельности грибов, бактерий. В то же время эти две функции являются стадиями единого биогеохимического цикла углерода (рис. 5).

3. Озонная и перекисьводородная – генетически связана с жизнью, так как озон и, возможно, перекись водорода – продукты жизни (через кислород, идущий на образование озона и перекиси). Биогенный кислород, переходя в озон, предохраняет жизнь от пагубного действия ультрафиолетового излучения.

4. Азотная – свободный азот тропосферы создается живым веществом почвы (рис. 6).

Но, может быть, замечает В. И. Вернадский, не меньшее значение имеет биогенная реакция, идущая на поверхности океана, главным образом в планктоне и в саргасовых областях. Считается, что 90% всего естественным путем связываемого азота фиксируется живыми организмами и лишь 10% – за счет фотоэлектрохимических процессов.

5. Углеводородная – сотни и тысячи биогенных газов – углеводородов создаются живым веществом. Все запахи биосферы принадлежат к их числу. В хвойных лесах в солнечные дни количество углеводородов в воздухе достигает нескольких процентов по весу. Роль этих газов в биосфере чрезвычайно велика, но мало изучена. В небольших примесях к тропосфере они уменьшают тепловое лучеиспускание нашей планеты в космическое пространство и охраняют растения от ночного теплоизлучения.

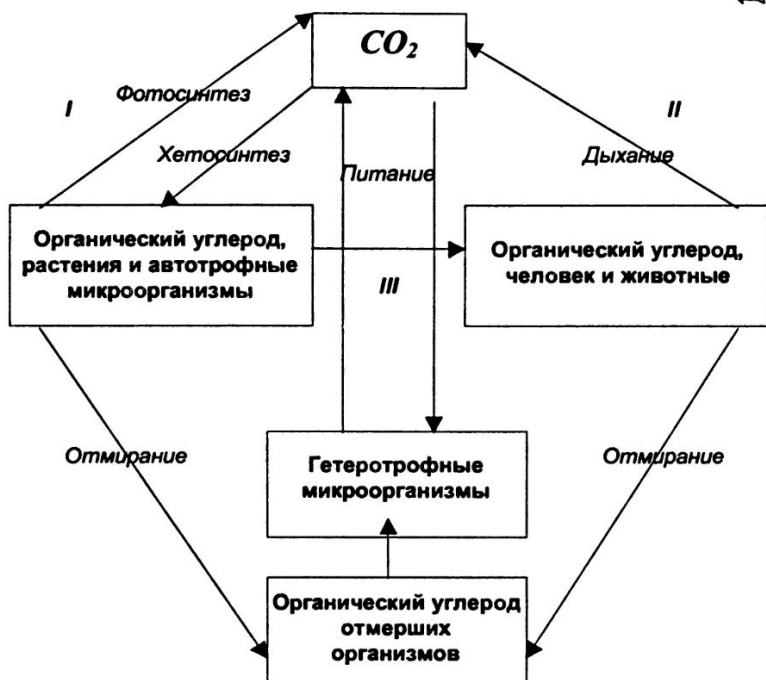


Рис. 5. Биогеохимический цикл углерода и стадии углекислотной функции живых организмов: I – стадия фотосинтеза-хемосинтеза; II – стадия дыхания животных; III – стадия дыхания и брожения гетеротрофных микроорганизмов (по Ф. Я. Шипунову, 1980)

6. Водная – биогенный круговорот воды. Биогенный характер водной функции не вызывает сомнения. Состояние растительного покрова закономерно связано с влажностью воздуха, содержанием воды в почве и подпочве. Растения высасывают воду из почвы и подпочвы, понижают уровень грунтовых вод и играют основную роль в круговороте воды на нашей планете. Например, 1 га пшеницы испаряет за период развития 3 750 т воды, у вечнозеленых растений, транспирирующих круглый год,

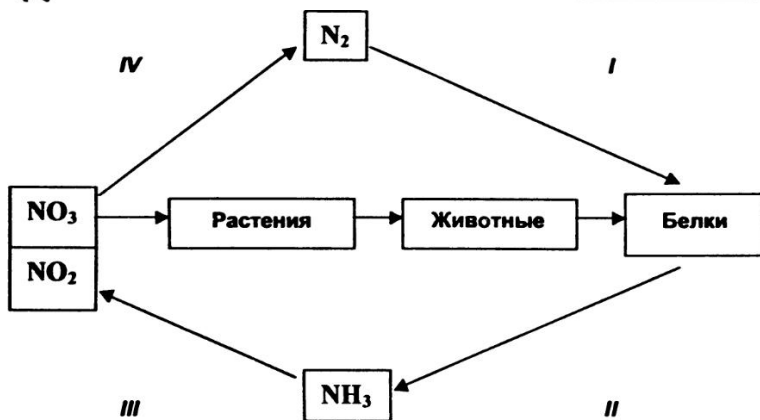


Рис. 6. Биогеохимический цикл азота и стадии азотной функции живых организмов: I – стадия биологической азотфиксации; II – стадия аммонификации; III – стадия нитрификации; IV – стадия денитрификации

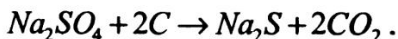
(по Ф. Я. Шипунову, 1980)

расход воды на транспирацию составляет 4–6 тыс. т с 1 га. Но транспирация воды растениями – это только одна стадия биогеохимического цикла воды в биосфере. Расходуемая на фотосинтез вода из гидросферы вновь поступает в нее в процессах транспирации, дыхания и аэробного окисления. Водная биогеохимическая функция живого вещества наиболее ярко выражена в лесах суши, особенно тропических, и сведение лесов ведет к изменению этой биогеохимической функции живого вещества и к перестройке всего биогеохимического круговорота воды в биосфере.

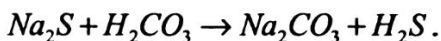
7. Сероводородная и сульфидная функции. Окислительно-восстановительная система сульфаты – сульфиды играет большую роль во всех почвах, особенно в условиях щелочной и нейтральной реакции среды. В присутствии органического вещества и при недостатке



кислорода система сульфаты $\leftrightarrow$ сульфиды при участии микроорганизмов резко сдвигается в сторону сульфидов, развивается процесс восстановления сульфатов до сернистых металлов. Эта реакция протекает в интервале ОВП от +100 до -100 мВ:



Под действием углекислоты сернистые металлы разлагаются, образуя бикарбонаты и карбонаты щелочных земель и щелочей:



Образующийся сероводород уходит в атмосферу, развивается процесс десульфирования или десульфации почвенного раствора, грунтовых или глубинных подземных вод, сопровождающийся постепенным исчезновением сернокислых солей и подщелачиванием раствора. Процессы десульфирования наблюдаются в луговых солончаковатых почвах, хлоридно-сульфатных солончаках, соляных грязях, торфяных болотах, в донных отложениях застойных водоемов, на полях орошаемого риса при их длительном затоплении стоячей водой.

Доступ кислорода и снижение уровня грунтовых вод в период просыхания переувлажненных почв вызывают сдвиг окислительно-восстановительной системы в обратном направлении. Интенсивно развиваются окислительные процессы, причем как в результате чисто химических реакций, так и под воздействием микроорганизмов. В результате в почвах и грунтах образуются соединения серы, окисляемые в дальнейшем до серной кислоты и сульфатов. Часть серы из системы утрачивается в виде сероводорода, поэтому полной обратимости реакции окисления-восстановления нет.



Таким образом, биогенное образование сероводорода является важнейшим звеном биогеохимического цикла серы в биосфере. Превращение органической серы животными и бактериями в конечный продукт – сероводород – и восстановление минеральной серы бактериями в процессе десульфификации в сероводород – две стадии сероводородной функции живых организмов. По оценке Робинсона и Робинсона (Robinson, Robinson, 1968), биогенное образование серы в составе сероводорода на континентах и в океанах достигает соответственно 68×10^{12} и 30×10^{12} г/год.

Концентрационные

Концентрационные функции проявляются в способности живых организмов накапливать химические элементы. Концентрация организмами химических элементов для построения своих тел есть, по выражению В. И. Вернадского, «наиболее яркое проявление вещественного характера в явлениях жизни». Именно концентрация создает совокупность живых организмов, т.е. живое вещество. В составе животных и растительных тканей находится большое количество химических элементов, избирательно поглощаемых живым веществом из рассеянного состояния. Это приводит к резко выраженной аккумуляции химических элементов в осадочных породах и в гумусовых горизонтах почв. Скопление в осадочных толщах углей, лигнитов, горючих сланцев, фосфоритов, известняков начало проявляться лишь тогда, когда жизнь на Земле достигла высокого уровня развития.

Все разнообразие концентрационных функций живого вещества В. И. Вернадский свел к двум большим группам: концентрационные функции I рода и концентрационные функции II рода.



Концентрационные функции I рода – живым веществом из окружающей среды захватываются те химические элементы, соединения которых встречаются в теле всех без исключения живых организмов (H, C, N, O, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Fe – всего 14 элементов).

Концентрационные функции II рода – наблюдается концентрация определенных химических элементов, которые могут в других живых организмах не встречаться или находиться в низких пределах. Например, водоросли-ламинарии накапливают в себе йод до 1 %, т. е. в количествах, в миллион раз превосходящих содержание этого элемента в окружающей среде. Столь же велика способность голотурий к накоплению ванадия.

Окислительно-восстановительные

В. И. Вернадский различал две противоположные биогеохимические функции этой группы. В природе они находятся в известной корреляции и тесно связаны с историей свободного кислорода.

а) окислительная – окисляются более бедные кислородом соединения (в почве, в коре выветривания, в гидросфере): соли, закиси Fe, Mn, нитриты, дитионаты, H_2S , N_2 и т.д. Окислительная функция выполняется весьма древними по происхождению организмами – бактериями, преимущественно гетеротрофами;

б) восстановительная – выражена для сульфатов при переходе их в H_2S , FeS, FeS_2 . Выполняется специфическими бактериями и грибами, обуславливающими развитие реакций десульфирования, денитрификации, с образованием сероводорода, окислов азота, сернистых металлов, метана, водорода.

Большинство известных и возможных окислительно-восстановительных систем в почвах изучены недостаточно.



Н. Г. Зырин и Д. С. Орлов (1964) перечисляют окислительно-восстановительные системы, которые чаще других встречаются в почвах: $\text{Fe}^{+3} - \text{Fe}^{+2}$; $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$; $\text{NO}_3 - \text{NO}_2 - \text{NH}_3$; $\text{SO}_4 - \text{H}_2\text{S}$; $\text{PO}_4 - \text{PH}_3$; $\text{Mn}^{+2} - \text{Mn}^{+3} - \text{Mn}^{+4}$; $\text{Cu}^{+} - \text{Cu}^{+2}$; $\text{Co}^{+2} - \text{Co}^{+3}$. Во многих случаях переход ионов в низковалентные формы способствует повышению их геохимической подвижности. Так, двухвалентные формы ионов железа и марганца значительно более подвижны, чем высоковалентные. Низко валентные соединения азота и серы отличаются летучестью. Однако для урана, ванадия, молибдена, хрома наиболее растворимыми и геохимически подвижными являются высоковалентные окисленные формы. Это приводит к существенным различиям в почвенной и геохимической истории элементов, обуславливая дифференциацию их во времени и пространстве.

Биохимические

Эта группа функций резко отличается от остальных тем, что центр ее действия находится не во внешней среде, а внутри организмов и теснейшим образом связан с биохимическими процессами построения организма и смерти. Именно эти функции наиболее ярко характеризуют резкое различие химического проявления живого вещества по сравнению с косной материей. По В. И. Вернадскому, биохимические функции в пределах живого вещества распадаются на две:

I биохимическая — связана с питанием, дыханием, размножением организмов.

II биохимическая — связана с постмортальным разрушением тел живых организмов. При этом происходит ряд биохимических превращений: живое тело — биокосное — косное.



Биогеохимические функции человека

Связаны с биогенной миграцией атомов, многократно усиливающейся под влиянием деятельности человека, его разума, созданной им техники. В. И. Вернадский смысл этого понятия раскрыл в своей работе «Химическое строение биосферы Земли и ее окружения»: «Биогеохимические функции человечества так же, как и других многоклеточных организмов, проявляются, прежде всего, в биогенной миграции атомов 2-го рода, но создаваемая этим путем энергия отходит на второй план перед той биогенной миграцией атомов 3-го рода, о которой сейчас идет речь. Отличие человека в этих проявлениях его жизни на косной и живой природе несравнимо по разнообразию и глубине захвата всех элементов с тем, что мы наблюдаем для других живых существ... Биогеохимическая функция человека является, таким образом, новой геологической силой, которая никогда не существовала на нашей планете в таком размере».

По расчетам Ф. Я. Шипунова (1971), на расход, связанный с техникой жизни, приходится основная часть современного расхода вещества на планете – примерно 97%. А это значит, что человек и техника в принципе способны изменить все вещество биосферы, а также и вещество Земли. Возрастающее воздействие человечества на биосферу и ее окружение В. И. Вернадский рассматривал с точки зрения биогеохимического эффекта, т.е. как проявления биогенной миграции атомов 2-го и 3-го рода. Рассматривая с этой точки зрения деятельность человечества в биосфере, Ф. Я. Шипунов выделил ряд наиболее важных групп биогеохимических функций человека: газовые, водные, пылевые, нефтяные, тяжело металлические, хлор-углеводородные и легко летучие органические. Антропогенное поступление веществ в биосферу,



связанное с этими функциями человека, составляет от долей процента до десятков и даже сотен и тысяч процентов от природного их поступления. Более того, в биосфере возникли и такие биогеохимические функции человека, которые в естественных ее условиях проявлялись незначительно или отсутствовали совсем. Отличительная особенность многих биогеохимических функций человека – их чужеродность биосфере, поэтому с ними связана нецикличность антропогенных веществ, которая проявляется как их неразлагаемость, синергизм, токсичность и, в конечном счете, подавление естественных биогеохимических функций живого вещества.

ОРГАНИЗМЫ-КОНЦЕНТРАТОРЫ

Итак, одна из важнейших функций живого вещества – концентрационная. При этом различают 2 разновидности концентрации химических элементов живым веществом: I рода по отношению к тем 14 элементам, которые встречаются в теле всех без исключения живых организмов (H, C, N, O, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Fe), и II рода – избирательная концентрация организмами определенных химических элементов. *Организмы, которые избирательно накапливают один или несколько химических элементов, называют организмами-концентраторами.*

В. И. Вернадский, изучая концентрацию II рода, разделил все живые организмы на три группы.

1. Организмы обычные (по элементу) – при концентрации элемента организмом в пределах $px10^{-1}$ – $px10^{-2}$ и ниже.

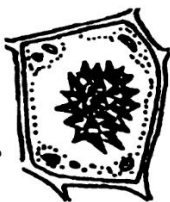
2. Организмы, богатые тем или иным элементом, – при увеличении более чем на 10 относительных процентов весового среднего содержания данного элемента в организме по сравнению со средним содержанием его в окружающей среде.

3. Организмы-концентраторы – при концентрации элемента в количестве, составляющем более 10% его веса или его атомного состава. Различают следующие организмы-концентраторы: водородисто-кислородные и углеводородные, азотные и натровые, магниевые и алюминиевые, кремниевые и фосфорные, серные и кальциевые,



железистые. Известны растения-концентраторы тяжелых металлов – лишайники, мхи, некоторые другие представители растительного мира. К наиболее известным растениям-концентраторам относятся картофель и подсолнечник (по отношению к калию); бобовые – накапливают кальций; злаки – накапливают кремний; чай, плауны – накапливают алюминий; различные галофиты – натрий, хлор; мхи – поглощают железо; водоросли – концентрируют в себе йод.

Представители животного мира также могут концентрировать в своих телах те или иные химические элементы. Например, моллюски, кораллы, фораминиферы – отдают предпочтение кальцию; губки, диатомовые водоросли, радиолярии – кремнию; раки, пауки – меди. Но особенно избирательно накапливают ряд химических элементов некоторые микроорганизмы, превышая тем самым в сотни раз содержание этих элементов в среде (серобактерии, железобактерии и т.д.).



Глава 5

ВЛИЯНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СРЕДЫ НА РАЗВИТИЕ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РАСТЕНИЙ

*Факторы, влияющие на химический состав растений.
Влияние химических соединений на химический состав
растений*

Безбарьерные и барьерные организмы

Дефицитные и избыточные элементы

Физиологические и морфологические формы растений

Распределение химических элементов по органам растений

Видовая принадлежность растений и их химический состав

Биогеохимические провинции

Роль химических элементов в проявлении эндемий

ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РАСТЕНИЙ

А. И. Перельман, рассчитав средние значения содержания химических элементов в живом веществе, обнаружил, что химический состав живого вещества коррелирует с химическим составом атмосферы и гидросферы лучше, чем с химическим составом литосферы. Таким образом, средний химический состав живого вещества не отражает зависимость его от геохимической среды. Но и химический состав конкретного организма отличается от средних показателей химического состава живого вещества. Эти отклонения обусловлены следующими факторами: особенностями геохимической среды, свойствами поглощаемых химических элементов и биологическими свойствами организмов (табл. 10).



Таблица 10

Наличие, поглощение, распределение,
включение в состав растений и характер действия
основных элементов минерального питания
(по Finck, 1969; Лархер, 1978)

Связан- ный за- пас в почве	Доступ- ность в почве	Форма, в которой элемент погло- щается	Включе- ние в вещест- ва рас- тения	Функции в расте- нии	Место преиму- щест- венного накоп- ления	Пере- мещае- мость	Симпто- мы не- доста- точно- сти
1	2	3	4	5	6	7	8
Азот							
Органи- ческие соеди- нения, нитраты	Попол- няется в ходе микроб- ного разло- жения ОВ, NH_4^+ сорби- руется на гли- нах и гу- мусе, NO_3^- – в растворе	NO_3^- , NH_4^+ ; иногда мочеви- на	Остается в виде свобод- ного ио- на NO_3^- ; включает- ся в органи- ческие соеди- нения: белки, нуклеи- новые кислоты, вторич- ные ве- щества	Важный компо- нент прото- плазмы и фер- ментов	Моло- дые по- беги, ли- стья, почки, семена, запа- сующие органы	Хоро- шая, преиму- щест- венно в форме органи- ческих соеди- нений	Слабый рост, склеро- мор- физм. Отноше- ние побе- ги/корни сдвинуто в пользу корней, прежде- времен- ное по- желте- ние ли- стьев
Фосфор							
Органи- ческие соеди- нения, Ca -, Fe -, Al -фосфа- ты	В форме PO_4^{3-} и HPO_4^{2-} плохо раствор- им, сорби- руется и образует хелаты	HPO_4^{2-} , H_2PO_4^-	Остается в виде свобод- ного ио- на; включает- ся в эфиро- подоб- ные со- едине- ния, нук- леотиды, фосфа- тиды, фитин	Энерге- тический обмен и синтезы (фосфо- рилиро- вание)	Репро- дуктив- ные ор- ганы; в меньшей степени вегета- тивные	Хоро- шая, в форме органи- ческих соеди- нений	Наруше- ние ре- продук- тивных процес- сов, за- держка цвете- ния, от- сутствие роста, бронзо- во-фиоле- товая окраска листьев



Продолжение таблицы 10

1	2	3	4	5	6	7	8
Калий							
Полевые шпаты, слюды, глинистые минералы	Большая часть сорбирована, меньшая — в растворе	K^+	Остается в виде иона, растворенного (в клеточном соке) и сорбированного	Коллоидно-химическое действие (способствует набуханию); активация ферментов, фотосинтез	Зоны клеточного деления, молодые ткани, паренхима коры	Хорошая	Нарушение водного баланса (засыхание верхушек), изгибание краев листьев (завядание)
Сера							
Органические соединения, сульфидные минералы, Са-, Mg-, Na-сульфаты	В виде SO_4^{2-} легко растворима, слабо сорбируется	SO_4^{2-} из почвы, SO_2 из воздуха	Остается в виде свободного иона; включается в форме SH- или SS-групп, сульфата в белки, коферменты, вторичные вещества	Компонент протоплазмы и ферментов	Листья, семена	Хорошая в органической форме, плохая в ионной	Сходны с симптомами азотной недостаточности

БЕЗБАРЬЕРНЫЕ И БАРЬЕРНЫЕ ОРГАНИЗМЫ

Особенности геохимической среды – относительно более изменчивый во времени и пространстве фактор. Здесь постоянно создаются условия избыточности или недостаточности элемента для нормального развития растения.

А. Л. Ковалевский установил, что зависимость между содержанием химических элементов в почвах и растениях можно выразить адсорбционной кривой (рис.7). На ней выделяются три диапазона содержания химического элемента в питательной среде: I – малого содержания, II – переходного содержания, III – большого содержания.

Первый диапазон отражает зависимость между содержанием элемента в почве и растении при малом содер-

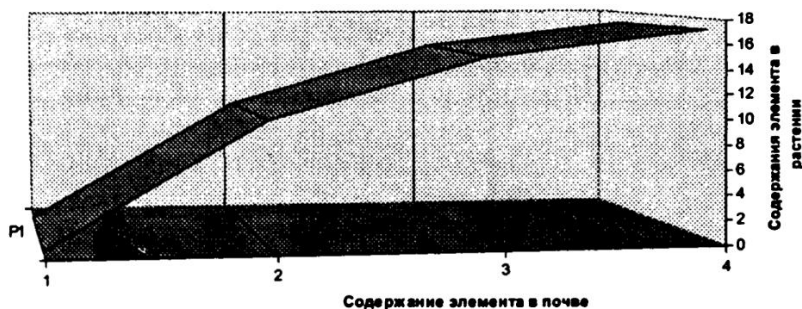


Рис. 7. Зависимость между содержанием химических элементов в растении и почве (по А.Л. Ковалевскому, 1969)



жании, растение при этом поглощает все имеющееся количество доступных для него форм этого элемента.

Уменьшение количества элемента в почве приводит к уменьшению его содержания в растении, т.е. развитие растения и его химический состав зависят от геохимической среды (лимитирующий фактор). В третьем диапазоне химический состав растения определяется биологическими особенностями вида и физиологической ролью этого элемента. Геохимическая среда при этом не является лимитирующим фактором и поэтому в растении срабатывают механизмы регуляции поглощения элемента. Большую роль при этом играет присутствие в среде других элементов, их количественное соотношение и взаимоотношения. В диапазоне перехода эти зависимости или не проявляются или неустойчивы. А. Л. Ковалевский разделил растения по типу поглощения химических элементов (металлов) на *безбарьерные* и *барьерные*.

Содержание металла в золе безбарьерных растений растет пропорционально содержанию его в среде (в почве). В барьерных – имеется *порог концентрации*, выше которого растение прекращает поглощать элемент, несмотря на увеличение его содержания в среде (почве). Барьерные виды растений подразделяют на низко-, средне- и высоко барьерные.

Таким образом, при очень больших концентрациях химических элементов в среде у многих растений проявляются защитные механизмы, контролирующие поступление элементов в допустимых пределах, называемых пороговой концентрацией. Пороговые концентрации имеют не только верхний предел, но и нижний (табл. 11). Обычно у организмов за пределами пороговой концентрации начинают проявляться как физиологические, так и морфологические изменения.



Таблица 11

Пороговые концентрации химических элементов для некоторых сельскохозяйственных растений (Шапан, 1968, цит. по А.М. Ивлеву, 1986)

Элемент	Единица измерения	Пределы нижнего порога (при явлениях недостаточности)	Пределы нормального содержания	Пределы верхнего порога (при явлениях токсикоза)
N	%	0,09 – 6	0,74 – 7,5	1,9 – 3,6
P	то же	0,02 – 0,7	0,036 – 0,9	1,1 – 1,98
K	«	0,04 – 4,15	0,1 – 9,0	1,5 – 3,0
Ca	«	0,0056 – 1,5	0,009 – 5,7	–
Mg	«	0,012 – 0,6	0,03 – 2,5	1,0 – 1,5
S	«	0,34 – 0,65	0,065 – 1,0	0,3 – 1,23
Na	«	–	0,002 – 3,42	0,04 – 10,3
Cl	«	–	0,02 – 4,6	0,29 – 10,32
F	мг/кг	–	0,04 – 98	1,35 – 9900
Cu	то же	0,6 – 10	1,1 – 41	1,04 – 336,3
Mo	«	0,1 – 1,3	0,059 – 132,3	–
Mn	«	0,2 – 122	2 – 3110	49 – 11000
Zn	«	0,4 – 96	3,9 – 229	70,8 – 7500
B	«	1,0 – 86	5 – 654	25 – 9540
Fe	«	11 – 115	28 – 250	250
Ni	«	–	0,4 – 40	55 – 183
Se	«	–	7 – 30	101 – 1350

Безбарьерные организмы не имеют этих механизмов регуляции поступления химических элементов, и поэтому они могут существовать в среде, содержащей какое-то определенное количество элементов.

Итак, одни растения концентрируют химические элементы в больших количествах, другие – в меньших, третьи не накапливают их вообще. Способность вида накапливать определенное количество химического эле-



мента, выраженная в суммарных кларках концентрации, А. Д. Айвазян предложила называть *биогеохимической активностью вида*.

По А. П. Виноградову, элементный химический состав организма хранит признаки своего происхождения. Он предположил, что виды растений и животных, накапливающие Na и Cl, сформировались на засоленных в прошлом территориях, а растения, аномально богатые кремнием (злаки, например), возможно, первоначально произрастали на легких, может быть, вулканических почвах. Роды субтропической флоры, богатые алюминием, по-видимому, эволюционировали на латеритах.

ДЕФИЦИТНЫЕ И ИЗБЫТОЧНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Поглощение химических элементов растениями обусловлено не только биологическими особенностями и геохимической средой, но и свойствами поглощаемых химических элементов.

Химический состав почвенных растворов, концентрация в них элементов во многом зависят от свойств самих элементов: их валентности, атомной массы, ионного радиуса. Чем меньше значение этих показателей, тем выше растворимость элемента. При одинаковой валентности лучше растворяются элементы, имеющие меньшую атомную массу и меньший ионный радиус.

В природе часто возникают такие ситуации, когда в растворе значительно больше какого-либо химического элемента (одного или нескольких), чем требуется растению, и наоборот. Химический элемент, находящийся в недостаточном количестве для нормального развития растения, называется **дефицитным**. Добавление подвижных форм дефицитных элементов в среду увеличивает продукцию живого вещества. В разных условиях к дефицитным элементам чаще всего принадлежат O, N, P, K, F, B, I, Cu и многие другие микроэлементы. В большинстве случаев недостает именно подвижных форм, хотя валовое содержание элемента в почве может быть достаточно высоким. Это обусловлено влиянием внешних факторов геохимической среды: ее кислотностью (щелочностью), величи-



ной окислительно-восстановительного потенциала, присутствием других элементов.

Избыток элементов в геохимической среде также может сдерживать развитие растений и снижать их урожайность. Элементы, удаление которых из среды увеличивает продукцию живого вещества, называются **избыточными**. Чаще всего это: Cl, S, Na, Cu, Ni, Fe, F, Al и др.

Один и тот же элемент может быть дефицитным в одних условиях и избыточным в других.

ФИЗИОЛОГИЧЕСКИЕ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМЫ РАСТЕНИЙ

Биологические свойства растений, влияющие на химический состав растений, отражают их приспособительные реакции, выработавшиеся в ходе длительного эволюционного процесса. На данном этапе развития растений они устойчивы и изменяются в процессе эволюции растений.

Различные химические элементы среды играют неодинаковую роль в биохимических процессах. Причем действие конкретного химического элемента зависит от присутствия в среде других элементов, а так как состояние геохимической среды динамично как в пространстве, так и во времени, то растительный организм или вынужден приспосабливаться к этим изменениям, или обречен погибнуть. Особенно остро реагируют растения на избыточно высокие концентрации элементов в среде. Только немногие виды растений приспособлены к почвам, содержащим химические элементы в аномально высоких количествах. В таких условиях растения либо в ограниченном количестве поглощают избыточные элементы, либо обезвреживают их путем осаждения или изоляции в компартментах клетки и в клеточной стенке. Есть виды, устойчивые к высоким концентрациям определенных тяжелых металлов и способные даже накапливать их в своих тканях (токсикофиты, по определению, данному П. Дювиньо).



Приспосабливаясь к изменениям среды в ходе эволюционного развития, растительные организмы создают новые формы, которые называются *физиологическими формами*. Среди физиологических форм растений особую группу составляют *эндемичные виды (эндемики)*, под которыми понимают виды или разновидности растений, имеющие очень узкий ареал распространения. Ограниченность ареала распространения таких растений обусловлена геохимической средой, характеризующейся повышенной или пониженной концентрацией одного или нескольких химических растений. Эндемики характеризуются устойчивыми морфологическими признаками, характерными только этим видам растений. Эндемики и растения с физиологическими формами и морфологической изменчивостью в процессе эволюционного развития, как правило, дают новые виды. Морфологическая изменчивость проявляется по-разному. Это может быть полиморфизм цветков под влиянием свинца, цинка или молибдена, нарушение и изменение пигментации листьев под влиянием молибдена, никеля, ртути, цинка, меди, йода, марганца. Эндемическая флора обычно формируется на рудных месторождениях: гальмейная – на почвах, богатых цинком (*Viola calaminaria*, *Thlaspi calaminare*), купрофиты – на почвах, богатых медью (*Silene vulgaris*, *Gypsophila patrinii*, различные виды *Gladiolus*). На почвах, содержащих много свинца, прекрасно себя чувствуют такие виды растений, как *Festuca ovina* и *Agrostis tenuis* – их считают индикаторами таких почв.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО ОРГАНАМ РАСТЕНИЙ

Неодинаково накапливают химические элементы и отдельные органы живых организмов (стебли, корни, листья, кости и т.д.). Обусловлено это прежде всего тем, что химические элементы являются носителями различных физиологических функций (Mg, Mn, C, O, H, Fe, Cu – участвуют в фотосинтезе; C, O, H, N, Mn, Cu, Zn – в углеводородном обмене и образовании органических кислот ферментов; Fe, Mn, Mo, Cu, Zn – катализаторы различных биохимических реакций и т.д.). Д.А. Сабинин предложил в зависимости от распределения по органам растений химических элементов разделить все растения на две группы: **базипетальные** и **акропетальные**. Базипетальное распределение характеризуется наибольшим содержанием химических элементов в листьях и меньшим в корнях и стеблях. Акропетальное отличается наибольшим накоплением химических элементов в корнях, уменьшением в стеблях и минимальным – в листьях. В пересчете на сухое вещество у древесных культур и кустарников в диапазоне «малых содержаний» наблюдается базипетальное распределение химических элементов. Однако при пересчете на золу эти различия сглаживаются. В диапазоне больших содержаний у этих видов растений начинает проявляться акропетальный характер распределения химических элементов. Причины этого явления не ясны, но, возможно, оно обусловлено тем, что химические элементы при разных их концент-



рациях в среде выполняют различную физиологическую роль. Вероятно, имеет значение и различная скорость передвижения химических элементов внутри растения. Те элементы, которые переводятся в органическую форму (например, N, P, S), хорошо транспортируются, так же как и щелочные ионы и Cl^- . Плохо перемещаются тяжелые металлы и щелочноземельные ионы, особенно кальций, который поэтому накапливается в листьях (в конце пути ксилемного транспорта). С возрастом в листьях все больше накапливаются Ca, S и малоподвижные в растении элементы Fe, Mn, B, тогда как подвижные элементы (N, P и, прежде всего K) сильнее всего сконцентрированы в молодых листьях. Поэтому соотношение Ca/K в течение года в листьях коренным образом меняется в пользу Ca.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

Резкий дефицит или избыток элементов в среде приводит к заболеваниям растений, животных, человека. Такие болезни А. П. Виноградов назвал биогеохимическими эндемиями, а районы их распространения – биогеохимическими провинциями. Биогеохимические эндемии чаще всего возникают от избытка или недостатка микроэлементов. Микроэлементы – это элементы, содержание которых в почвах, водах, растениях не превышает обычно 10^{-3} – $10^{-4}\%$, это могут быть и катионы, и анионы, металлы и не металлы. Зачастую к ним относится и группа элементов, получивших название тяжелых металлов. Тяжелыми металлами называют те элементы, которые имеют атомную массу выше 50 единиц. Нередко считают, что тяжелые металлы неизбежно токсичны. Такое мнение в отечественной литературе появилось, по-видимому, в начале 70-х годов XX века, хотя К. К. Гедройц еще в 20-е годы установил, что насыщение почвенного поглощающего комплекса некоторыми из таких элементов приводит к полной гибели высеваемых растений. Иными словами, микроэлементы в больших количествах действительно токсичны. Но хорошо известно, что марганец, медь, цинк, кобальт, никель, молибден и другие тяжелые металлы в малых концентрациях необходимы растениям.

Неоднородность биосферы в наибольшей степени проявляется именно по содержанию тяжелых металлов. По мнению В.В. Ковальского, для исследования гетероген-



ности биосферы требуется изучение больших областей Земли, целых материков, где можно было бы наблюдать реакции организмов. Диапазон содержания тяжелых металлов в природе очень велик (табл.12).

Таблица 12

Диапазон содержания элементов в различных средах,
мг/кг⁻¹ (Мэттигод, Пэдж, 1983)

Элемент	Почвы	Зола, выбрасываемая в атмосферу	Осадки сточных вод	Фосфорные удобрения
Al	1 – 30 10 ⁴	1 – 173 10 ³		
Fe	2 – 550 10 ³	1 – 29 10 ⁴		
Mn	0,02 – 10 10 ³	58 – 3000	32 – 9870	следы – 2840
Cr	5 – 1500	10 – 1000	следы – 99000	следы – 1000
V	3 – 500	50 – 5000	15 – 400	следы – 3900
Ni	2 – 750	6 – 4300	2 – 8000	следы – 300
Pb	2 – 300	3 – 5000	13 – 26000	следы – 80
Cu	2 – 250	14 – 2800	52 – 17000	следы – 3000
Zn	1 – 900	10 – 3500	72 – 50000	следы – 2400
Mo	0,1 – 40	7 – 160	следы – 1000	1 – 30
Co	0,05 – 65	7 – 520	2 – 260	следы – 13
Cd	0,01 – 2	0,7 – 130	1 – 3400	

Например, по данным В. В. Ковальского, в почвообразующих породах содержание меди различается в 34–68 раз, цинка – в 25 – 170 раз, кобальта – в 2000 раз, марганца – в 20 раз, стронция – в 200 раз, молибдена – в 5 раз.

При среднем содержании меди в почвах, равном $2,5 \times 10^{-3}\%$, ее уровень в различных почвах колеблется в 1500 раз, а если принимать во внимание и почвы, подверженные техногенному загрязнению, то в несколько тысяч раз. Содержание цинка может меняться в почвах в 1000 раз.



Воды поверхностные (наземные) пресные по содержанию кобальта различаются в 3000 раз, меди – в 40 раз, стронция – в 100 раз, цинка – в 220 раз. Причем, приведены данные не по всем регионам Земли, а только для некоторых областей нашей страны. И без учета химического состава техногенно загрязненных почв.

В минеральной пыли атмосферы на территории Средней Азии в марте–апреле содержание никеля менялось в 60 раз, титана – в 400 раз, цинка – в 100 раз, олова – в 200 раз (Ковальский, 1982).

Как считал В. В. Ковальский, эти примеры свидетельствуют о геохимической неоднородности, мозаичности биосферы. При этом живые организмы поглощают из среды все доступные химические элементы, образующие растворимые соединения, или активно превращают нерастворимые соединения в доступные формы.

В связи с этим В. В. Ковальский ставил вопрос о том, что химический состав организмов, несмотря на присущий им гомеостаз, должен меняться, организмы должны приспосабливаться. Отсюда следует, что в различных биогеохимических условиях должна проявляться химическая неоднородность живых организмов (одного вида). Химическая неоднородность жизни должна изучаться на различных уровнях ее организации: биоценоз, популяция, на уровне вида организмов, на уровне органов, тканевом, клеточном молекулярном уровнях.

Отсюда, в частности, возникает и необходимость биогеохимического районирования биосферы. В. В. Ковальский предложил выделять следующие *биосферные таксоны*: регионы биосферы, субрегионы биосферы, биогеохимические провинции.

Таксоны 1-го порядка – регионы биосферы, имеют по протяженности признаки почвенно-климатических зон



или их сочетаний, они учитывают особенности биогеохимической пищевой цепи элементов питания, преобладающие реакции организмов на естественный химический состав среды или его техногенное изменение.

Таксоны 2-го порядка – субрегионы биосферы. Это, по сути, разделение регионов на части, характеризующиеся географической непрерывностью, но биогеохимически они могут быть и неоднородны.

Таксоны 3-го порядка – биогеохимические провинции – это части субрегионов, отличающиеся определенными биогеохимическими, биохимическими, а иногда и морфологическими особенностями организмов. Термин «биогеохимическая провинция» был введен в науку в 1938 году А. П. Виноградовым.

Биогеохимическая провинция – это область на поверхности Земли, отличающаяся содержанием химических элементов в почвах, водах и других средах. *Причем, содержание этих элементов может быть выше или ниже биологического оптимума.*

В. В. Ковальский дал не только принципы разделения территории, но и составил ряд карт и картограмм различных уровней организации биосферы, в том числе карту биогеохимических зон и провинций СССР. На ней он выделил районы распространения ряда заболеваний человека и животных, обусловленных биогеохимическими свойствами почв, вод (рис. 8, см. на форзаце). Крупные биогеохимические зоны он разделил на биогеохимические провинции двух видов:

Зональные провинции, *которые соответствуют общим зональным характеристикам, но отличаются друг от друга концентрациями и соотношением химических элементов.*

Азональные провинции – *признаки их не соответствуют общей характеристике зоны, как правило, это –*



геохимические аномалии, связанные с рудопроявлением или техногенным загрязнением.

В настоящее время, когда природные и техногенные потоки веществ образуют единый техно-биогеохимический поток, многие ученые объединяют биогеохимические, техногенные и геохимические аномалии в техно-биогеохимические провинции.

На территории СНГ выявлены и изучены биогеохимические провинции с дефицитом йода в почвах и кормах; дефицитом и избытком фтора в питьевой воде; избытком бора в кормах; избытком и дефицитом меди в почвах, дефицитом кобальта и т.д. Развивая это учение, В. В. Ковальский сформулировал понятие о геохимической экологии – разделе биогеохимии и экологии. Геохимическая экология изучает взаимодействие организмов и их сообществ между собой и с геохимической средой.

В целом, в качестве обобщения, можно сформулировать следующие положения.

1. Биогеохимические провинции с пониженным содержанием отдельных элементов связаны с особенностями состава почвообразующих пород или интенсивным проявлением элювиального процесса.

2. Биогеохимические провинции с повышенным содержанием элементов формируются в расположении рудных месторождений, в районах аккумулятивных ландшафтов. Повышенные концентрации могут быть обусловлены выбросами крупных промышленных предприятий и загрязняющим влиянием мегаполисов.



РОЛЬ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЯВЛЕНИИ ЭНДЕМИЙ

Итак, биогеохимические эндемии обусловлены избытком или недостатком тех или иных химических элементов в природной среде. Иногда это может быть прямое воздействие химического элемента, но в большинстве случаев эндемии связаны с нарушением соотношения содержания микроэлемента с другими химическими элементами. В настоящее время относительно хорошо изучено взаимное влияние следующих микроэлементов: I – Co – Cu – Mn; Cu – Mo – Pb; Ni – Cu; Mo – Cu.

Медь. В концентрациях свыше $60 \times 10^{-4}\%$ токсична для живых организмов. Но есть культуры, нуждающиеся в повышенных количествах этого элемента. Так, чай может накапливать меди до 15 мг/кг сухого вещества. При недостатке меди ($6 - 15 \times 10^{-4}\%$) нарушаются процессы метаболизма растений, они заболевают: свертываются и засыхают листья, задерживается развитие корневой системы, проявляется хлороз, у злаков – не формируется колос, у фруктовых деревьев – желтеют листья. У животных наблюдаются анемии, заболевания костной системы. Однако при избыточных количествах меди также наблюдаются анемии, растет заболеваемость гемолитической желтухой, возможны поражения печени. Растения реагируют проявлением хлороза.

Цинк. В больших количествах ($>7 \times 10^{-3}\%$) токсичен для растений, так как наблюдается угнетение процессов окисления. Недостаток цинка ($3 \times 10^{-3}\%$) при-



водит к задержке или прекращению роста большинства растений. У фруктовых деревьев наблюдаются мелколистность, розеточность листьев и их опад. У цитрусовых – пятнистость листьев, у кукурузы – хлороз, у томатов – мелколистность и скручивание листьев. Заболевают паракератозом свиньи.

Марганец. У многих растений при недостатке марганца ($<4 \times 10^{-2}\%$) снижается усвояемость йода, а у дубильных растений сокращается образование таннидов. Большинство растений при дефиците марганца накапливает железо, у кукурузы наблюдается хлороз и некроз тканей, у сахарной свеклы – желтуха. У животных и человека развиваются заболевания костной системы, возможно развитие зубной болезни.

Избыток марганца в кислых почвах ($>30 \times 10^{-2}\%$) приводит к уменьшению в растениях железа и вызывает у них хлороз, проявляющийся в пятнистости листьев.

Бор. Недостаток бора оказывает влияние только на растения, так как животным организмам этот элемент не нужен. При содержании бора в почве меньше $6 \times 10^{-4}\%$ растение, как правило, погибает, заболевание начинается с гибели точки роста, отмирания корней, у свеклы недостаток бора вызывает гниль сердечка. Избыток бора ($>30 \times 10^{-4}\%$) вызывает заболевания человека и животных (борные энтериты).

Кобальт. Недостаток кобальта в почве ($<7 \times 10^{-4}\%$) приводит к развитию у растений заболевания – безлепестковая анемона. Систематический недостаток кобальта в пище животных и человека также приводит к различным нарушениям и даже вызывает тяжелые заболевания, обусловленные недостатком витамина B_{12} . Эти заболевания выражаются в разрушении волосяного покрова («сухотка» и «лизуха» крупного рогатого скота),



нарушении функции печени, приводящем к развитию анемии и малокровия.

Молибден. Остро реагирует на недостаток молибдена (до $1,5 \times 10^{-4}\%$) клевер. Животные, питающиеся растениями, выросшими на почвах с недостатком молибдена, болеют анемией, так как в их организме наблюдается накопление меди. Наоборот, избыток молибдена в кормах является причиной недостатка меди в организме животных и приводит к развитию молибденоза. При недостатке кальция в пище животных высокое содержание молибдена приводит к развитию заболевания – эндемическая атаксия (поражается желудочно-кишечный тракт) и человек страдает эндемической подагрой – заболеванием суставов.

Свинец. Содержится в почвах в небольших количествах (кларк – $1,6 \times 10^{-3}\%$). Однако в почвах рудных зон содержание свинца повышается до $2,6 \times 10^{-1}\%$, и эти зоны выделяются как биогеохимические провинции. Повышенное количество свинца обнаруживают и в почвах промышленных зон, особенно вдоль автомагистралей. Повышенное содержание свинца в почвах биогеохимических провинций приводит к накоплению его в растениях до $8 \times 10^{-3} - 7 \times 10^{-2}\%$, но животные чаще всего адаптируются к таким повышенным количествам свинца в кормах, и у них не возникает патологических изменений. Однако в промышленно загрязненных регионах живые организмы не имеют приспособительной реакции, и повышение концентрации свинца в пищевых продуктах выше $10^{-4}\%$ вызывает токсические явления. Поражаются все органы, но наиболее сильно – нервная система. Для человека токсичной считается суточная доза более 0,35 мг. Нейтрализовать свинец в организме человека можно высокими дозами аскорбиновой кислоты, а предотвратить поступление свинца в растения – внесением меди в почву.



Йод. Недостаток этого элемента в пище вызывает заболевание эндемическим зобом. Обусловлено это тем, что йод необходим для синтеза гормонов щитовидной железы. Раз в 30–50 дней организм должен получать новые порции йода в количестве 10–15 мг на 70 кг массы. Если йод поступает в организм в меньших количествах, то она начинает увеличиваться в размерах, образуется зоб. Это заболевание может сопровождаться резким ухудшением умственных способностей. Причем болезнь может поразить человека в любом возрасте. Если же йода не хватает в пище грудного ребенка, то это может вызвать развитие слабоумия, причем кретинизм сопровождается ухудшением деятельности сердца, теряется слух, зрение, слабеют мышцы, наступает стадия идиотии. Известный исторический пример – среднеазиатский город Коканд. В начале XX столетия многие жители этого города из-за недостатка йода в питании, обусловленного низким содержанием этого элемента в почвах и воде, страдали эндемическим зобом и слабоумием. В настоящее время многие территории Земли относятся к эндемическим по йоду: не менее полутора миллиардов человек проживает в этих регионах (данные Всемирной организации здравоохранения). И в России дефицит йода проявляется в Центральноевропейском регионе, Восточной Сибири, на Урале, Северном Кавказе и Крайнем Севере.

Для предотвращения этих заболеваний в районах с недостатком йода в почвах и воде вводят небольшие порции этого элемента в пищу. Однако здесь необходимо проявлять осторожность, так как избыток йода также может привести к заболеванию – базедовой болезни, известной также под названием триада Базедова (увеличение щитовидки, пучеглазие, сердцебиение). В самые последние годы наконец-то наметились пути решения



проблемы. Ученые Медицинского радиологического центра РАМН разработали препарат – йодказеин – аналог природного соединения йода с белком молока. Когда в почве и воде йода недостаточно, потребность в нем на 70–90% реализуется за счет молока. Не опасен и излишек органического йода, так как он выводится естественным путем, минуя щитовидную железу. Йодказеин не содержит йод в свободном состоянии: при изготовлении этой пищевой добавки включение йода в белок идет по четырем незаменимым аминокислотам (тирозину, гистидину, триптофану и фенилаланину). Это очень важное преимущество йодказеина по сравнению с летучими неорганическими соединениями йода, добавляемыми, например, в поваренную соль. Кстати, во время хранения йодированной соли потери йода составляют 15–20% в месяц. А йодказеин может долго храниться, не теряя своих полезных качеств. Немаловажно и то, что при добавлении йодказеина в хлебобулочные изделия последние не меняют ни вкуса, ни запаха, ни цвета.

Фтор. Недостаток фтора приводит к развитию кариеса, так как постепенно разрушается эмаль (в которую входит 0,02% фтора). У некоторых организмов наблюдаются деформация костей, их хрупкость и переломы.

Повышение содержания фтора может привести к нарушению функции щитовидной железы. При избытке фтора в пище и воде у людей возникают также заболевания зубов (флюороз – разрушение эмали). У животных наблюдаются явления, усиливающие выделение из организма йода, при этом тормозится активность некоторых ферментов.

Установлено, что оптимальной суточной дозой для взрослых людей является 0,6–1,5 мг фтора. Для некоторых животных эта доза может быть выше (до 20 мг



на 1 кг массы). Сверх этих норм фтор и его соединения токсичны.

Вдыхание воздуха, содержащего фтора более 0,5 мг/л, действует на людей отравляюще, а 0,8 мг/л – смертельно. Средство первой помощи при отравлении фторидами – 2% раствор хлорида кальция.



Глава 6

БИОЛОГИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ ВЕЩЕСТВ В ПРИРОДЕ

Общее понятие о биологическом круговороте веществ

Биологический круговорот веществ как форма развития планеты Земля

Элементы биогеохимического круговорота веществ в природе

Параметры биогеохимического круговорота на суше

Биологический круговорот и почвообразование

ОБЩЕЕ ПОНЯТИЕ

Биологический круговорот веществ представляет собой совокупность процессов поступления химических элементов из почвы и атмосферы в живые организмы, биохимического синтеза новых сложных соединений и возвращения элементов в почву и атмосферу с ежегодным опадом части органического вещества. Биологический круговорот веществ не является полностью компенсированным замкнутым циклом, поэтому в ходе его почва обогащается гумусом и азотом, элементами минерального питания (так называемыми биогенными элементами), что создает благоприятную основу для существования растительных организмов.

Биологическое, биохимическое и геохимическое значение процессов, осуществляемых в биологическом круговороте веществ, впервые показал В. В. Докучаев, создав учение о зонах природы. Далее оно было раскрыто в трудах В. И. Вернадского, Б. Б. Полынова, Д. Н. Прянишникова, В. Н. Сукачева, Н. П. Ремезова, Л. Е. Родина, Н. И. Базилевич, В. А. Ковды и других исследователей.

Международный союз биологических наук (International Union of Biological Sciences) осуществил широкую программу исследований биологической продуктивности биогеоценозов суши и водоемов. Для руководства этими исследованиями была создана Международная биологическая программа (International Biological



Programme). С целью унификации применяемых в современной литературе терминов и понятий по Международной Биопрограмме была проведена определенная работа. Прежде чем мы приступим к изучению природных биологических круговоротов веществ, необходимо дать пояснения к наиболее часто употребляемым терминам.

Биомасса – масса живого вещества, накопленная к данному моменту времени.

Биомасса растений (синоним – фитомасса) – масса живых и отмерших, но сохранивших свое анатомическое строение к данному моменту организмов растительных сообществ на любой площади.

Структура биомассы – соотношение подземной и наземной частей растений, а также однолетних и многолетних, фотосинтезирующих и нефотосинтезирующих частей растений.

Ветошь – отмершие части растений, сохранившие механическую связь с растением.

Опад – количество органического вещества растений, отмерших в наземных и подземных частях на единице площади за единицу времени.

Подстилка – масса многолетних отложений растительных остатков разной степени минерализации.

Прирост – масса организма или сообщества организмов, накопленная на единице площади за единицу времени.

Истинный прирост – отношение величины прироста к величине опада за единицу времени на единице площади.

Первичная продукция – масса живого вещества, создаваемая автотрофами (зелеными растениями) на единице площади за единицу времени.

Вторичная продукция – масса органического вещества, создаваемая гетеротрофами на единице площади за единицу времени.



Емкость биологического круговорота – количество химических элементов, находящихся в составе массы зрелого биоценоза (фитоценоза).

Интенсивность биологического круговорота – количество химических элементов, содержащихся в приросте фитоценоза на единице площади в единицу времени.

Скорость биологического круговорота – промежуток времени, в течение которого элемент проходит путь от поглощения его живым веществом до выхода из состава живого вещества. Определяют с помощью меченых атомов.

По Л. Е. Родину, Н. И. Базилевич (1965), полный цикл биологического круговорота элементов складывается из следующих составляющих.

1. Поглощение ассимилирующей поверхностью растений из атмосферы углерода, а корневыми системами из почвы – азота, зольных элементов и воды, закрепление их в телах растительных организмов, поступление в почву с отмершими растениями или их частями, разложение опада и высвобождение заключенных в них элементов.

2. Отчуждение частей растений питающимися ими животными, превращение их в тела животных в новые органические соединения и закрепление части из них в животных организмах, последующее поступление их в почву с экскрементами животных или с их трупами, разложение и тех и других и высвобождение заключенных в них элементов.

3. Газообмен между ассимилирующей поверхностью растений и атмосферой, между корневой системой и почвенным воздухом.

4. Прижизненные выделения надземными органами растений и в особенности корневыми системами некоторых элементов непосредственно в почву.



Для познания круговорота веществ в рамках биогеоценоза необходимо охватить исследованиями все группы организмов: растения, животных, микрофлору и микрофауну. Не все составляющие биологического круговорота изучены в равной степени, наиболее полно исследованы динамика органического вещества и биологический круговорот азота и зольных элементов, осуществляемый растительным покровом.

БИОЛОГИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ ВЕЩЕСТВ КАК ФОРМА РАЗВИТИЯ ПЛАНЕТЫ ЗЕМЛЯ

Структура биосферы в самом общем виде представляет собой два крупнейших *природных комплекса первого ранга* – континентальный и океанический. Растения, животные и почвенный покров образуют на суше сложную мировую экологическую систему. Связывая и перераспределяя солнечную энергию, углерод атмосферы, влагу, кислород, водород, азот, фосфор, серу, кальций и другие биофильные элементы, эта система формирует биомассу и генерирует свободный кислород.

Водные растения и океан образуют другую мировую экологическую систему, выполняющую на планете те же функции связывания солнечной энергии, углерода, азота, фосфора и других биофилов путем образования фитобиомассы, высвобождения кислорода в атмосферу.

Существует три формы накопления и перераспределения космической энергии в биосфере. *Суть первой* из них в том, что растительные организмы, а через пищевые цепи и связанные с ними животные и бактерии вовлекают в свои ткани многие соединения. Эти соединения содержат H_2 , O_2 , N, P, S, Ca, K, Mg, Si, Al, Mn и другие биофилы, многие микроэлементы (I, Co, Cu, Zn и т.д.). При этом происходит селекция легких изотопов (C, H, O, N, S) от более тяжелых. Прижизненно и посмертно организмы суши, водной и воздушной среды, находясь в состоянии непрерывного обмена с окружающей средой,



воспринимают и отдают широкий и разнообразный спектр минеральных и органических соединений. Суммарная масса и объем продуктов прижизненного обмена организмов и среды (метаболитов) превышают биомассу живого вещества в несколько раз.

Вторая форма накопления, удержания и перераспределения космической энергии Солнца на планете в ее биосфере проявляется через нагревание водных масс, образование и конденсацию паров, выпадение атмосферных осадков и движение поверхностных и грунтовых вод по уклону от областей питания к областям испарения. Неравномерное нагревание воздуха и воды вызывает планетарные перемещения водных и воздушных масс, формирование градиентов плотности и давления, океанические течения и грандиозные процессы атмосферной циркуляции.

Эрозия, химическая денудация, транспорт, перераспределение, осаждение и накопление механических и химических осадков на суше и в океане являются третьей формой передачи и превращения этой энергии.

Все эти три планетарных процесса тесно переплетаются; образуя общеземной круговорот и систему локальных круговоротов вещества. Таким образом, за миллиарды лет биологической истории планеты сложились великий биогеохимический круговорот и дифференциация химических элементов в природе. Они создали современную биосферу и являются основой ее нормального функционирования.

ЭЛЕМЕНТЫ БИОГЕОХИМИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА ВЕЩЕСТВ В ПРИРОДЕ

Элементами биогеохимического круговорота веществ являются следующие составляющие.

1. Регулярно повторяющиеся или непрерывно текущие процессы притока энергии, образование и синтез новых соединений.

2. Постоянные или периодические процессы переноса или перераспределения энергии и процессы выноса и направленного перемещения синтезированных соединений под влиянием физических, химических и биологических агентов.

3. Направленные ритмические или периодические процессы последовательного преобразования: разложения, деструкции синтезированных ранее соединений под влиянием биогенных или абиогенных воздействий среды.

4. Постоянное или периодическое образование простейших минеральных и органоминеральных компонентов в газообразном, жидком или твердом состоянии, которые играют роль исходных компонентов для новых, очередных циклов круговорота веществ.

В природе протекают как биологические циклы веществ, так и абиогенные циклы.

Биологические циклы – обусловлены во всех звеньях жизнедеятельностью организмов (питание, пищевые связи, размножение, рост, передвижение метаболитов, смерть, разложение, минерализация).



Абиогенные циклы – сложились на планете намного раньше биогенных. Они включают весь комплекс геологических, геохимических, гидрологических, атмосферных процессов.

В добиогенный период планеты в геологических, гидрологических, геохимических, атмосферных круговоротах определяющая роль принадлежала водной и воздушной миграции и аккумуляции. В условиях развитой биосферы круговорот веществ направляется **совместным** действием биологических, геологических и геохимических факторов. Соотношение между ними может быть разным, но действие обязательно совместным! Именно в этом смысле употребляются термины – биогеохимический круговорот веществ, биогеохимические циклы.

Ненарушенные биогеохимические циклы носят почти круговой, почти замкнутый характер. Степень повторяющегося воспроизводства циклов в природе очень велика и, вероятно, как считает В. А. Ковда, достигает 90–98%. Тем самым поддерживается известное постоянство и равновесие состава, количества и концентрации компонентов, вовлеченных в круговорот, а также генетическая и физиологическая приспособленность и гармоничность организмов и окружающей среды. Но неполная замкнутость биогеохимических циклов в геологическом времени приводит к миграции и дифференциации элементов и их соединений в пространстве и в различных средах, к концентрированию или рассеянию элементов. Именно поэтому мы наблюдаем биогенное накопление азота и кислорода в атмосфере, биогенное и хемогенное накопление соединений углерода в земной коре (нефть, уголь, известняки).

ПАРАМЕТРЫ БИОГЕОХИМИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА НА СУШЕ

Обязательными параметрами для изучения биогеохимических циклов в природе являются следующие показатели.

1. Биомасса и ее фактический прирост (фито-, зоо-, микробная масса отдельно).
2. Органический опад (количество, состав).
3. Органическое вещество почвы (гумус, неразложившиеся органические остатки).
4. Элементный вещественный состав почв, вод, воздуха, осадков, фракций биомассы.
5. Наземные и подземные запасы биогенной энергии.
6. Прижизненные метаболиты.
7. Число видов, численность, состав.
8. Продолжительность жизни видов, динамика и ритмика жизни популяций и почв.
9. Эколого-метеорологическая обстановка среды: фон и оценка вмешательства человека.
10. Охват точками наблюдений водораздела, склонов, террас, долин рек, озер.
11. Количество загрязнителей, их химические, физические, биологические свойства (особенно CO , CO_2 , SO_2 , P , NO_3 , NH_3 , Hg , Pb , Cd , H_2S , углеводороды).

Для оценки характера биогеохимического круговорота экологии, почвоведы, биогеохимики используют следующие показатели.



1. Содержание зольных веществ, углерода и азота в биомассе (надземной, подземной, фито-, зоо-, микробной). Содержание этих элементов может быть выражено в % или в г/м², т/га поверхности. Главными составными элементами живого вещества по массе являются О (65–70%) и Н (10%). На все остальные приходится 30–35%: С, N, Ca (1–10%); S, P, K, Si (0,1–1%); Fe, Na, Cl, Al, Mg (0,01–0,1%).

Химический состав фитомассы сильно варьирует. Особенно различен состав фитомассы хвойных и лиственных лесов, травянистой растительности и галофитов (табл.13).

Таблица 13

Минеральный состав различных групп растений суши

Тип растительности	Зольность, %	Годовой оборот минеральных компонентов, кг/га	Преобладающие компоненты
Хвойные леса	3 – 7	100 – 300	Si, Ca, P, Mg, K
Лиственные леса	5 – 10	460 – 850	Ca, K, P, Al, Si
Тропические леса	3 – 4	1000 – 2000	Ca, K, Mg, Al
Луга, степи	5 – 7	800 – 1200	Si, Ca, K, S, P
Галофитные сообщества	20 – 45	500 – 1000	Cl, SO ₄ , Na, Mg, K

Индивидуальная значимость того или иного химического элемента оценивается **коэффициентом биологического поглощения (КБП)**. Рассчитывают его по формуле:

$$\text{КБП} = \frac{\text{содержание элемента в золе растений (по массе)}}{\text{содержание элемента в почве (или в земной коре)}}$$



2. В 1966 году В. А. Ковда предложил использовать для характеристики средней продолжительности общего цикла углерода отношение учтенной фитобиомассы к годовому фотосинтетическому приросту фитомассы. Этот коэффициент характеризует среднюю продолжительность общего цикла синтеза – минерализации биомассы в данной местности (или на суше в целом). Расчеты показали, что для суши в целом этот цикл укладывается в период 300–400 и не более 1000 лет. Соответственно с этой средней скоростью идет освобождение минеральных соединений, связанных в биомассе, образование и минерализация гумуса в почве.

3. Для общей оценки биогеохимического значения минеральных компонентов живого вещества биосферы В. А. Ковда предложил сопоставлять запас минеральных веществ биомассы, количество минеральных веществ, ежегодно вовлекаемых в оборот с приростом и опадом, с годовым химическим стоком рек. Оказалось, что эти величины близки: 10^{8-9} зольных веществ вовлекается в прирост и опад и 10^9 – в годовой химический сток рек.

Большая часть веществ, растворенных в речных водах, прошла через биологический круговорот системы растения – почвы до того, как она влилась в геохимическую миграцию с водой в направлении океана или внутриматериковых впадин. Сопоставление проводят, рассчитывая индекс биогеохимического круговорота:

$$\text{Индекс БГХК} = S_6 / S_x,$$

где S_6 – сумма элементов (или количество одного элемента) в годовом приросте биомассы;
 S_x – сумма этих же элементов (или одного элемента), выносимых водами рек данного бассейна (или части бассейна).



Оказалось, что индексы биогеохимического круговорота очень сильно варьируют в различных климатических условиях, под покровом различных растительных сообществ, при различных условиях естественного дренажа.

4. Н. И. Базилевич, Л. Е. Родин (1964) предложили рассчитывать коэффициент, характеризующий **интенсивность** разложения опада и длительность сохранения подстилки в условиях данного биогеоценоза:

$$\text{ИИК} = \frac{\text{масса подстилки}}{\text{масса годовичного опада}}$$

По данным Н. И. Базилевич и Л. Е. Родина, индексы интенсивности разложения фитомассы наибольшие в тундре и болотах севера, наименьшие (примерно равны 1) – в степях и полупустынях.

5. Б. Б. Полюнов (1936) предложил рассчитывать индекс водной миграции:

$$\text{ИВМ} = X_{\text{H}_2\text{O}} / X_{\text{зк}},$$

где ИВМ – индекс водной миграции;

$X_{\text{H}_2\text{O}}$ – количество элемента в минеральном остатке выпаренной речной или грунтовой воды;

$X_{\text{зк}}$ – содержание этого же элемента в земной коре или породе.

Расчет индексов водной миграции показал, что наиболее подвижные мигранты в биосфере – Cl, S, B, Br, I, Ca, Na, Mg, F, Sr, Zn, U, Mo. Наиболее пассивны в этом отношении – Si, K, P, Ba, Mn, Rb, Cu, Ni, Co, As, Li, Al, Fe.

БИОЛОГИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

Данные геологии и палеоботаники позволили В. А. Ковде в общих чертах представить важнейшие этапы развития почвообразовательного процесса в связи с историей развития растений и растительного покрова (1973). Начало почвообразовательного процесса на Земле связано с появлением автотрофных бактерий, способных к самостоятельному существованию в наиболее неблагоприятных гидротермических условиях. Этот первоначальный процесс воздействия низших организмов на горные породы земной коры В. Р. Вильямс назвал первичным почвообразовательным процессом. Автотрофные бактерии, открытые С. Н. Виноградовым в конце XIX века, представляют собой простейшие одноклеточные организмы, насчитывающие около сотни видов. Они обладают способностью очень быстрого размножения: 1 особь в течение суток может дать триллионы организмов. К числу современных автотрофов относятся серобактерии, железобактерии и др., играющие чрезвычайно важную роль во внутрипочвенных процессах. Время появления автотрофных бактерий уходит, по видимому, в докембрий.

Таким образом, первый синтез органического вещества и биологические циклы C, S, N, Fe, Mn, O₂, H₂ в земной коре были связаны с деятельностью автотрофных бактерий, использующих кислород минеральных соединений. В возникновении почвообразовательного процесса,



возможно, наряду с автотрофными бактериями играли какую-то роль и неклеточные формы жизни типа вирусов и бактериофагов. Конечно, это не был почвообразовательный процесс в современном виде, так как не было корневых растений, не было скоплений гумусовых соединений и биогенного механизма. И, по-видимому, правильнее говорить о первичном биогеохимическом выветривании горных пород под воздействием низших организмов.

В докембрии появились одноклеточные сине-зеленые водоросли. С силура и девона распространились многоклеточные водоросли – зеленые, бурые, багряные. Почвообразовательный процесс усложнился, ускорился, начался в заметных количествах синтез органического вещества, и наметилось расширение малого биологического круговорота O, H, N, S и др. элементов питания. По-видимому, как считает В.А. Ковда, почвообразовательный процесс на этих стадиях сопровождался накоплением биогенного мелкозема. Стадия первоначального почвообразования была очень длительной и сопровождалась медленным, но непрерывным накоплением биогенного мелкозема, обогащенного органическим веществом и элементами, вовлекаемыми в биологический круговорот: H, O, C, N, P, S, Ca, K, Fe, Si, Al. На этой стадии уже мог проходить биогенный синтез вторичных минералов: алюмо- и феррисиликатов, фосфатов, сульфатов, карбонатов, нитратов, кварца, а почвообразование было приурочено к мелководным областям. На суше оно имело скальный и болотный характер.

В кембрии появились и псилофиты – низкорослые растения кустарникового типа, не имевшие даже корней. Они получили некоторое распространение в силуре и значительное развитие в девоне. В это же время появляются хвощи и папоротники – обитатели влажных низ-



менностей. Таким образом, относительно развитая форма почвообразовательного процесса началась с силура и девона, т.е. около 300–400 млн. лет назад. Однако деринового процесса не наблюдалось, так как не было травянистой растительности. Зольность папоротников и плаунов не высокая (4–6%), хвощей гораздо выше (20%). В составе золы преобладали К (30%), Si (28%) и Cl (10%). Грибная микрофлора способствовала вовлечению в биологический круговорот Р и К, а лишайники – Са, Fe, Si. Вероятно образование кислых почв (каолинитовых аллитных, бокситовых) и гидроморфных почв, обогащенных соединениями железа.

Развитый почвообразовательный процесс сложился, по-видимому, лишь в конце палеозоя (карбон, пермь). Именно к этому времени относят ученые появление сплошного растительного покрова на суше. Кроме папоротников, плаунов, хвощей появились голосемянные растения. Преобладали ландшафты лесов и болот, сформировалась зональность климата на фоне господства теплого тропического и субтропического. Следовательно, в этот период преобладали болотный и лесной тропический почвообразовательные процессы.

Продолжался этот режим примерно до середины пермского периода, когда постепенно наступило похолодание и иссушение климата. Сухость и похолодание способствовали дальнейшему развитию зональности. Именно в этот период (вторая половина перми, триас) широкое развитие получили голосемянные хвойные растения. В высоких широтах в это время шло образование кислых подзолистых почв, в низких – почвообразование шло по пути развития желтоземов, красноземов, бокситов. Не высокая зольность (около 4%), ничтожное содержание Cl, Na, высокое содержание в золе хвои Si (16%), Са (2%), S (6%), К (6,5%) привели к расширению участия в био-



логическом круговороте и в почвообразовании роли Ca, S, P и уменьшению роли Si, K, Na, Cl.

В юре появляются диатомовые водоросли, а в следующем за ней меловом периоде – покрытосемянные цветковые растения. С середины мелового периода широкое распространение получают лиственные породы – клен, дуб, береза, ива, эвкалипт, орех, бук, граб. Под их пологом начинает ослабевать подзолообразовательный процесс, так как в составе опада этих растений велика доля Ca, Mg, K.

В третичную эпоху на Земном шаре преобладала тропическая флора: пальмы, магнолии, секвойя, бук, каштан. Минеральный состав веществ, вовлекаемых в круговорот этими лесами, характеризовался значительным участием Ca, Mg, K, P, S, Si, Al. Создавались тем самым экологические предпосылки для появления и развития травянистой растительности: уменьшение кислотности почв и пород, накопление элементов питания.

Громадное принципиальное значение в изменении характера почвообразовательных процессов имела смена господства древесной растительности травянистой. Мощная корневая система деревьев вовлекала в биологический круговорот значительную массу минеральных веществ, мобилизуя их для последующего поселения травянистой растительности. Кратковременность жизни травянистой растительности и сосредоточенность корневых масс в самых верхних слоях почвы обеспечивают под покровом трав пространственную концентрацию биологического круговорота минеральных веществ в менее мощной толще горизонтов с аккумуляцией в них элементов зольного питания. Таким образом, начиная со 2-й половины мелового периода, в третичном и особенно в четвертичном периодах под влиянием господства травянистой растительности распространился дерновый процесс почвообразования.

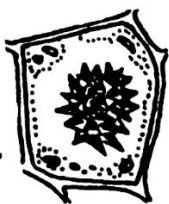


Итак, роль живого вещества и биологического круговорота в геологической истории Земли и развитии почвообразовательного процесса непрерывно возрастала. Но и почвообразование постепенно становилось одним из главных звеньев биологического круговорота веществ.

1. Почва обеспечивает постоянное взаимодействие большого геологического и малого биологического круговоротов веществ на земной поверхности. Почва – связующее звено и регулятор взаимодействия двух этих глобальных циклов вещества.

2. Почва – аккумулирует в себе органическое вещество и связанную с ним химическую энергию, химические элементы, тем самым регулируя скорость биологического круговорота веществ.

3. Почва, обладая способностью динамично воспроизводить свое плодородие, регулирует биосферные процессы. В частности, плотность жизни на Земле наряду с климатическими факторами во многом определяется географической неоднородностью почвы.



Глава 7

ОСОБЕННОСТИ КРУГОВОРОТА В СИСТЕМЕ ПОЧВА – РАСТЕНИЕ В БИОЦЕНОЗАХ И АГРОЦЕНОЗАХ РАЗЛИЧНЫХ ПРИРОДНЫХ ЗОН

Зональность биологических круговоротов

Особенности биологического круговорота в арктических ландшафтах

Особенности биологического круговорота в тундровых ценозах

Особенности биологического круговорота в лесной зоне

Особенности биологического круговорота в лесостепной зоне

Особенности биологического круговорота в степной зоне

Особенности биологического круговорота в биоценозах аридных территорий

Биологические круговороты в тропическом поясе

ЗОНАЛЬНОСТЬ БИОЛОГИЧЕСКИХ КРУГОВОРОТОВ

Основной источник энергии для всех процессов на Земле – лучистая энергия Солнца. От экватора в сторону северного и южного полюсов наблюдается закономерное уменьшение количества поступающей лучистой энергии. Это обусловило формирование на Земном шаре системы термических поясов, различающихся суммарным количеством тепла, а следовательно, и годовой продукцией биомассы (табл.14).

Таблица 14

Планетарные термические пояса
(цит. по В.А. Ковде, 1973)

Пояс	Среднегодовая температура, °С	Радиационный баланс, ккал/см ² /год	Сумма активных температур за год, °С
Полярный	–35	<5	0 – 0,5
Субполярный	–15	5 – 10	0 – 0,5
Умеренно холодный	–4	5 – 10	500 – 800
Умеренный	+4	10 – 20	1000 – 1500
Умеренно теплый	+10	20 – 50	1500 – 4000
Субтропический	+15	50 – 60	4000 – 6000
Тропический	+32	>60	6000 – 10000

Отмеченная природная зональность осложнена влиянием различных факторов. Биологический и почвообразующий эффект тепла и света, поступающих на земную поверхность, может проявиться только при наличии



достаточного количества влаги. Подобно существованию системы термических поясов, наблюдается общепланетарная закономерность и в распределении количества атмосферных осадков (табл.15). Сумма осадков, выпадающих за год, в целом резко возрастает от полюсов к экватору. Возрастающие температуры и среднегодовые суммы осадков с приближением к области субтропиков, тропиков и экватору обеспечивают интенсивное увеличение энергии минеральных, биохимических и биологических процессов почвообразования.

Таблица 15

**Климатические области Земли
по обеспеченности суши водой (по В. Г. Волобуеву)**

<i>Климатические области</i>	<i>Характеристика условий увлажнения</i>	<i>Среднегодовое количество осадков, мм</i>	<i>Коэффициент увлажнения</i>
Супераридные	Исключительно сухие	10 – 20	0,1 – 0,2
Аридные	Сухие	50 – 200	0,2 – 0,4
Семиаридные	Умеренно сухие	300 – 500	0,4 – 0,75
Нормальные	Умеренно влажные	500 – 800	0,75 – 1,2
Гумидные	Влажные	800 – 900	1,2 – 1,95
Субгумидные	Избыточно влажные	1500 – 2000	1,95 – 2,9
Экстрагумидные	Особо влажные	3000 – 5000	>2,9

Но в распределении осадков на суше земного шара существуют значительные отклонения от этой общей схемы. Материки северного полушария заметно суше материков южного полушария, что обусловлено асимметрией распределения в них площади суши. Существенные отклонения создаются и в соответствии с высотой местности над уровнем моря, конфигурацией горных массивов и хребтов, циркуляцией атмосферы. Влияют на этот климатический показатель и морские течения



(наиболее широко известный пример – отопляющее влияние Гольфстрима). Как следствие, распределение осадков на суше имеет пятнистый характер, приобретает концентрическое, иногда меридиональное направление, и только на обширных равнинах Евразии и Северной Америки приближается к горизонтальному типу. Все это влечет за собой различную интенсивность водной и биологической миграции элементов. В условиях одинаковой степени увлаженности интенсивность миграционных процессов возрастает с увеличением радиационного баланса. В то же время влияние радиационного баланса возрастает с увеличением увлаженности. Поэтому интенсивность массообмена химических элементов в гумидных ландшафтах тропиков и бореального пояса сильно различается, а в условиях экстрааридных ландшафтов высоких и низких широт характеризуется близкими величинами (табл.16).

В разных ландшафтах в биологический круговорот из почвы вовлекаются неодинаковые массы химических элементов. Так же, как неодинаковы и масштабы массообмена газов. Отношение массы мертвого органического вещества к массе опада называется коэффициентом аккумуляции органического вещества. По величине этого коэффициента можно судить о соотношении углекислого газа, связанного в процессе фотосинтеза и выделенного из почвы в ходе разрушения органического вещества. Чем энергичнее протекает процесс разложения органического вещества и выделения углекислого газа, тем меньше величина этого коэффициента. Если в лесах северной тайги и в тундре его величина превышает 10, то в лесах южной тайги она составляет 5...10, широколиственных лесах умеренного климата – 2...5, в степях умеренного климата – 1...2, в пустынях и влажных тропических лесах – меньше 1.



Таблица 16

Биологическая продуктивность основных зональных
типов растительности, т/км²

(По Л. Е. Родину, Н. И. Базилевич, 1965)

Типы растительности	Биомасса	Прирост	Опад	Лесная подстилка (степной войлок)
Арктические тундры	500	100	100	350
Кустарничковые тундры	2 800	250	240	8 350
Ельники северной тайги	10 000	450	350	3 000
Ельники южной тайги	33 000	850	550	3 500
Дубравы	40 000	900	650	1 500
Степи луговые	2 500	1 370	1 370	1 200
Сухие степи	1 000	420	420	150
Пустыни полуку- старничковые	430	120	120	—
Саванны	6 660	1 200	1 150	130
Влажные тропические леса	50 000	3 250	2 500	200

Воздействие человека и техники на сложившиеся природные экологические системы ведет к нарушению относительного равновесия между средой и организмами. При этом изменяются количественные характеристики обмена веществом и энергией и направление биогеохимических циклов в системе почва – растения – воды. В работах ряда авторов представлены материалы по динамике органического вещества и биологическим круговоротам в основных типах растительности. Наиболее полное обобщение этих вопросов дано в монографии Л. Е. Родина, Н. И. Базилевич (1965). Количественная характеристика емкости биологических круговоротов в естественных и агрокультурных биогеоценозах зоны тундры и лесотундры, лесной, лесостепной и степ-



ной зон дана в работе Т. И. Евдокимовой, Т. Л. Быстрицкой, В. Д. Васильевской, Л. А. Гришиной, Е. М. Самойловой (1976). Эти же авторы, рассмотрев баланс основных элементов-биофилов, дали и характеристику сравнительной интенсивности вовлечения биофильных элементов в биогеохимический круговорот при смене естественного биоценоза на агрокультурный.

Итак, существование зон и поясов с определенным сочетанием термических условий и атмосферного увлажнения обуславливает зональность биологических круговоротов и биогеохимических процессов.

В формировании биогеохимических циклов важное значение имеют элементы, хорошо растворяющиеся в поверхностных и почвенных водах, они определяют кислотно-основные условия среды, и тем самым влияют на растворение или выпадение в осадок других элементов. Такие элементы называют *типоморфными*. В последующих главах даны особенности биологического круговорота применительно к важнейшим типоморфным элементам-биофилам.

ОСОБЕННОСТИ БИОЛОГИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА В АРКТИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТАХ

Суровость климата в Арктике обуславливает малую продолжительность вегетационного сезона. А наличие вечной мерзлоты на глубине 40–45 см становится причиной небольшой мощности примитивных арктических почв. Поэтому биологический круговорот химических элементов ограничен во времени и пространстве. Низкие температуры обеспечивают низкую скорость биологических процессов.

Суровые климатические условия способствовали превращению большей части арктической суши в полярную пустыню. Небольшое количество осадков, близкое залегание к поверхности твердого водонепроницаемого экрана в виде вечной мерзлоты способствуют формированию непромывного типа водного режима и признаков, типичных для аридных ландшафтов. Почвы характеризуются щелочной реакцией среды и присутствием карбонатных новообразований. Растительность арктических пустынь представлена мхами с примесью лишайников. Мхи и лишайники активно концентрируют такие биофильные элементы, как сера, калий, фосфор, марганец, кальций. Железо, алюминий и кремний ими не концентрируются, а лишь захватываются. Содержание их в золе мхов и лишайников значительно ниже, чем в почве.

На относительно сухих местах среди мхов произрастают злаки и ситники, лапчатка, куропаточья трава, раз-



нообразные камнеломки. Почвы – бурые аркто-тундровые, арктические примитивные.

Значительную роль в почвообразовании арктических примитивных почв играют микроорганизмы. Н. Н. Сушкиной (1960, 1965) было установлено, что в условиях высокогорной Арктики в примитивных почвах количество микроорганизмов исчисляется сотнями тысяч и даже миллионами в 1 г почвы. Причем состав этих микроорганизмов весьма разнообразен. Преимущественно это неспороносные бактерии и микобактерии, но имеются актиномицеты и грибы. Кроме того, распространены диатомовые, сине-зеленые и зеленые одноклеточные водоросли. Все эти организмы исключительно хорошо приспособлены к суровым условиям Арктики. В сухом веществе бактериальной ткани содержится 10–12% N, 2–5% P_2O_5 , 1–2,5% K_2O , 0,3–0,8% – MgO и CaO .

В днищах ледниковых долин образуется торф, но мощность его ограничена глубиной залегания вечной мерзлоты. Суммарное проективное покрытие менее 10%. По данным А. А. Тишкова (1983), масса живых растений в арктической тундре при наибольшем развитии растительности составляет 2,9 т/га сухого вещества. Годовой прирост – 0,6 т/га. Количество мертвого растительного материала – 9,6 т/га.

Результаты анализа золы мхов и торфа показали, что среди зольных элементов преобладает кремний. Например, в сфагнуме его количество достигает 36,5% массы золы (Добровольский, 1998). В процессе торфообразования происходит относительное накопление железа. Поэтому второе место занимают железо и алюминий. Как в живых мхах, так и в торфе кальция больше, чем калия, а калий – преобладает над натрием. Накапливается также значительное количество серы.



Заболоченные ледниковые долины находятся в геохимически подчиненном положении по отношению к ландшафтам арктических тундр. Они получают с поверхностным стоком дополнительное количество элементов минерального питания, в том числе и тяжелых металлов. Это способствует увеличению годового прироста в 3–4 раза. Возрастают и массы металлов, вовлекаемые в биологический круговорот. Запасы металлов в торфе заболоченных долин оцениваются следующим образом (Добровольский, 1998): железа – десятки килограмм на 1 га, марганца – 1–2 кг/га, цинка 100–300 кг/га, меди, свинца, никеля – десятки граммов на 1 га.

Таким образом, в результате биологического круговорота в почвах арктических ландшафтов концентрируются калий, фосфор, сера, марганец и другие микроэлементы. В оторфованных почвах долин наблюдается явное накопление железа.

ОСОБЕННОСТИ БИОЛОГИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА В ТУНДРОВЫХ ЦЕНОЗАХ

Общая площадь тундровых и лесотундровых ландшафтов занимает примерно 27 млн. га. Земельные ресурсы мало вовлечены в сельскохозяйственное и промышленное производство. Поэтому естественный ход биогеохимической миграции элементов здесь прослеживается наиболее четко и в малоизмененном виде.

Естественная растительность – мохово-лишайниковая и кустарниковая тундра, в лесотундре – еловые, лиственные и березовые редколесья. Зональные почвы – тундровые глеевые, глеево-подзолистые и подзолистые иллювиально-гумусовые.

Климатические условия тундровой зоны обеспечивают большую активность биогеохимических процессов по сравнению с арктическими ландшафтами. Тем не менее для тундровой зоны в целом присущи те же основные черты: ограниченность биологического круговорота химических элементов во времени и пространстве и низкая скорость биологических процессов.

Данные, приведенные в табл. 17, позволяют сделать следующие выводы.

1. В фитомассе преимущественно накапливаются С и N, примерно в одинаковом количестве представлены Са и К и соответственно Mg и P. Менее всего накапливается S.



Таблица 17

Биологический круговорот элементов в тундре Европейской территории России, кг/га
(по Т. И. Евдокимовой и др., 1976)

Элементы	Составляющие баланса			
	Общий запас в фитомассе	Потребление с приростом	Возврат с опадом	Ежегодное накопление в истинном приросте
С (50% фитомассы), ц/га	181,4	21,2	17,1	4,1
N	96,0	21,7	14,1	7,6
P	11,0	2,8	2,4	0,4
K	31,0	8,4	6,3	2,1
Ca	36,0	8,6	7,5	1,1
Mg	12,0	3,0	2,5	0,5
S	5,8	1,4	1,1	0,3

2. С ежегодным приростом в биологический круговорот тундры вовлекается примерно $1/4$ часть общего запаса элемента в фитомассе.

3. Большая часть этого количества снова возвращается в почву и на почву с опадом.

4. Ежегодное накопление того или иного элемента колеблется в пределах $1/15 - 1/30$ части от общего его содержания в растительной массе.

Очень информативны расчеты баланса химических элементов, которые выполняются в кг/га в год. В табл. 18 приведен баланс химических элементов в тундровой зоне, выполненный Т. И. Евдокимовой с соавторами (1976).

Анализ результатов, приведенных в ней, позволяет сделать следующие выводы.

1. Кроме С, N, S, все рассматриваемые элементы в большей степени выносятся из ландшафта, чем поступают из атмосферы.



Таблица 18

Баланс химических элементов в тундровой зоне
(кг/га/год) (Т. И. Евдокимова и др., 1976)

Эле- мен- ты	Составляющие балансa							Итого (ба- ланс)
	Приход			Расход				
	с фото- синте- зом	с осад- ками	всего	в ат- мос- феру при разло- жении опада	с по- верх- ност- ным сто- ком	с под- зем- ным сто- ком	всего	
C	1060	1,5	1061,5	850	11,2	7,0	868,2	+193,3
N	—	4,0	4,0	—	2,9	1,0	3,9	+0,1
P	—	нет	нет	—	0,06	0,02	0,08	—0,08
K	—	3,5	3,5	—	6,3	2,1	8,4	—4,9
Ca	—	4,0	4,0	—	28,5	9,5	38,0	—34,0
Mg	—	2,0	2,0	—	7,1	2,4	9,5	—7,5
S	—	10,0	10,0	—	5,2	1,8	7,0	+3,0

2. Наблюдается накопление углерода в почвенном гумусе, войлоке и в общей фитомассе растений. Это приводит к заметной консервации органического вещества в тундровых ландшафтах, в связи с чем тундру в современный исторический период можно рассматривать как кладовую углерода в общепланетарном масштабе.

Таким образом, особенности биологического круговорота имеют существенное значение в развитии тундрового почвообразования. Обусловлено это тем, что в ходе разложения растительных остатков в условиях переувлажнения, кислой среды и недостатка зольных оснований ослаблен синтез коллоидного поглощающего комплекса, способного удерживать основания сорбционными силами. Для тундровых и лесотундровых ценозов характерен суженный биологический круговорот зольных элементов и азота. В связи с доминированием травяно-моховых и кустарничковых



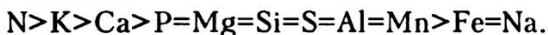
форм растительности в составе золы преобладают основания калия. При господстве в растительном покрове кустистых лишайников в составе зольных веществ падает не только содержание кальция, но и калия и большую роль приобретает алюминий.

ОСОБЕННОСТИ БИОЛОГИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА В ЛЕСНОЙ ЗОНЕ

Зональные почвы: подзолистые (26%), дерново-подзолистые (42%); интразональные почвы: болотные (14%), дерновые и пойменные (18%).

Химический состав растений хвойных и хвойно-лиственных лесов сравнительно хорошо изучен в отношении древесных пород. Для всех древесных пород наиболее высокое содержание зольных элементов и азота присуще хвое и листьям, наименьшее количество обнаружено в древесине стволов. Количество химических элементов в хвое обычно колеблется от 2,0 до 3,5%, причем накопление зольных элементов и N в биомассе находится в прямой зависимости от общего запаса биомассы и возрастает с увеличением последней. По данным Л. Е. Родина, Н. И. Базилевич (1965), ряды потребления химических элементов приростом для различных сообществ имеют несколько различающийся вид.

Сосновые леса:



Еловые леса:



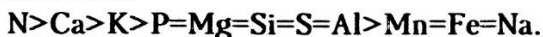
Хвойно-лиственные леса:



В то же время основные химические элементы, возвращаемые в почву с ежегодным опадом, образуют ряды несколько отличающегося вида.



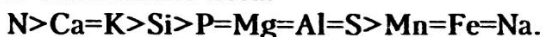
Сосновые леса:



Еловые леса:



Хвойно-лиственные леса:



Биологический круговорот химических элементов в лесной зоне своеобразен. Анализ данных, приведенных в табл. 19, показывает следующее.

Таблица 19

Биологический круговорот элементов в лесной зоне, кг/га (по Т.И. Евдокимовой с соавторами, 1976)

Элементы	Составляющие круговорота						
	Лес				Пашня		
	Общий запас в фитомассе, ц/га	Потребление с приростом	Возврат с опадом	Ежегодное накопление в истинном приросте	Общая фитомасса	Вывос с урожаем	Возврат в почву
Фитомасса, ц/га	2400	86,6	46,6	40,0	101,1	60,0	41,0
N	972,0	87,3	45,3	42,0	160,0	100,0	60,0
P	113,3	8,0	3,3	4,7	26,0	18,0	8,0
K	341,0	22,6	8,0	14,6	140,0	90,0	50,0
Ca	790,0	38,0	21,0	17,0	53,0	30,0	23,0
Mg	82,0	6,0	4,0	2,0	24,5	13,0	11,5
S	126,6	6,0	2,6	3,4	12,0	6,0	6,0

1. В биомассе современных лесных ассоциаций накапливается в наибольшем количестве N и Ca. Доля кальция превышает 50 % от суммы зольных элементов.

2. В меньших количествах в круговорот вовлекаются K, S, P, Mg.



3. Величина возврата элемента в почву с опадом составляет около 50% от количества, потребляемого ежегодным приростом.

4. На пашне в характере биологического круговорота элементов наблюдаются принципиальные отличия от лесных ценозов.

5. На пашне в наибольшем количестве вовлекаются в круговорот N и K (около 60% от суммы зольных элементов).

6. Кальций по размерам вовлечения его в биологический круговорот занимает только 3-е место.

7. Доля отчуждения элементов с урожаем велика и составляет 50–55% для Ca, Mg, S и 65–70% для N, P, K.

Баланс элементов в различных экосистемах лесной зоны определяется не только характером экосистемы, но и способом использования ее человеком. Большая роль принадлежит действию текучих масс воды. Значительное развитие почвенно-эрозионных процессов приводит к выносу элементов с поверхностным стоком. Достаточно много выносятся элементов с грунтовым и внутрипочвенным стоком. Анализ данных, приведенных в табл. 20 и 21, позволяет сделать следующие выводы.

1. Главная статья расхода для N, P, K под лесом – их вынос из ландшафта с отчуждением древесины.

2. Mg и S преимущественно выносятся из ландшафтов за счет подземного и надземного стоков.

3. Баланс веществ в целом отрицательный. Восполнение дефицита химических элементов идет за счет почвенных резервов. Наибольший дефицит наблюдается в отношении N и Ca, поступление с атмосферными осадками не компенсирует общий вынос этих элементов даже на 10 %.

4. Исключение составляет сера, ее вынос почти на 50% компенсируется приходом с атмосферными осадками. Но и это не радует, так как это – сера кислотных дождей.



Таблица 20

Баланс химических элементов в лесной зоне под лесом (кг/га/год) (по Т.И. Евдокимовой с соавторами, 1976)

Эле- менты	Составляющие баланса					Итого (ба- ланс)
	При- ход	Расход				
		с осад- ками	с от- чужде- нием леса	с по- верх- ност- ным стоком	С под- земным стоком	
N	4,0	55,3	3,0	0,5	58,8	−54,8
P	0,15	3,0	0,66	—	3,66	−3,51
K	5,0	15,0	8,6	1,0	24,6	−19,6
Ca	7,0	29,0	15,0	16,0	60,0	−53,0
Mg	2,0	1,5	7,0	10,0	18,3	−16,5
S	12,0	2,8	14,0	9,0	25,8	−13,8

Таблица 21

Баланс химических элементов в пашне лесной зоны (кг/га/год) (по Т. И. Евдокимовой с соавторами, 1976)

Эле- менты	Составляющие баланса							Ито- го (ба- ланс)
	Приход			Расход				
	с осад- ками	с удоб- рения- ми	Все- го	вы- нос с уро- жаем	с по- верх- но- стн ым сто- ком	с под- зем- ным сто- ком	Все- го	
N	4,0	20,0	24,0	100,0	20,0	1,8	121,8	-97,8
P	0,15	6,0	6,15	18,0	1,7	0,05	19,75	-13,6
K	5,0	15,0	20,0	90,0	127,0	10,0	227,0	-20,7
Ca	7,0	400,0	407,0	30,0	110,0	140,0	280,0	+127,0
Mg	2,0	15,0	17,0	13,0	23,0	7,0	43,0	-26,0
S	12,0	10,0	22,0	6,0	9,0	7,0	22,0	0



5. При распашке приходно-расходные статьи меняются. Главные статьи прихода – минеральные и органические удобрения, известь.

6. Распашка и внесение удобрений влекут за собой повышенный вынос с поверхностным и подземным стоком, особенно в отношении К, Са, Mg, S.

7. Главная статья расхода для N и P – отчуждение с урожаем.

8. Дефицит элементов на пашне гораздо острее, чем под лесом. Расход азота компенсируется только на 25%, К – на 10%.

ОСОБЕННОСТИ БИОЛОГИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА В ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЕ

В лесостепной зоне под пологом широколиственных лесов формируются серые лесные почвы (около 40% территории), степная растительность обуславливает развитие почвообразования по черноземному типу. Черноземы оподзоленные, выщелоченные, типичные занимают примерно 35%, черноземно-луговые и лугово-черноземные – 15%, на долю остальных типов почв приходится 10%. Соотношение сельскохозяйственных угодий следующее: пашня – 56,7%, лес – 19,3%, сенокосы и пастбища – 12,4%, болота 4,2%, гидрографическая сеть – 2,1%, города и дороги – 5,3%.

Лиственные леса лесостепной зоны характеризуются наличием богатого подлеска и травянистого покрова, что обеспечивает значительную массу ежегодного опада – 70–90 ц/га. Опад богат основаниями (особенно кальцием) и азотом, в почву и на почву поступает значительное количество химических элементов: 250–350 кг/га (Родин, Базилевич, 1965). Все это обуславливает довольно интенсивное разложение растительных остатков и образование в процессе гумификации значительных количеств органико-минеральных соединений, в связи с этим для почв лиственных лесов характерна высокая емкость обмена.

В условиях периодически промывного типа водного режима часть наиболее тонкодисперсных соединений выносятся за пределы почвенного профиля. Как было показано Н. П. Ремезовым (1961), размеры этих потерь



невелики, с верховодкой практически не выносятся фосфор, вымывание калия, натрия, серы и других элементов не превышает 1% от количества, поступающего с опадом, интенсивнее других выносятся кальций.

В современный период отчуждается большая часть массы, создаваемой ежегодно сельскохозяйственными культурами, и почти весь прирост древесины лесов, так как в густо населенной лесостепи деревья и даже кустарники вырубаются и вывозятся на хозяйственные нужды. По органическому веществу отчуждение составляет около 5% прироста, по К, N, P – около половины потребляемого количества, доля отчуждения остальных элементов ниже (табл. 22).

После распашки почв лесостепной зоны существенно изменяется соотношение биологического и геологического круговоротов веществ. За счет эрозии почв многократно возрастает роль геологического круговорота. Ежегодно с водоразделов лесостепи сносится около 200 млн. т плодородной земли, около 20 млн. т из них поступает в реки и, следовательно, навсегда теряется этой территорией.

Потери водоразделов за счет эрозии различных элементов неравноценны (табл. 23).

1. Потери азота составляют 16% от количества азота, отчуждаемого с урожаем.

2. Потери калия и серы за счет эрозии примерно такие же, как и за счет отчуждения с урожаем.

3. Потери кальция и магния в 3–4 раза больше по сравнению с величиной отчуждения.

Ежегодно водоразделы лесостепной зоны теряют 3,5 млн. т калия, 5,5 млн. т кальция, 2 млн. т магния, 12 млн. т гумуса.

Интересен вопрос о том, сколько углерода переходит в атмосферу в результате деструкции гумуса, обусловленной распахкой. Известно, что при распахке потеря



Таблица 22

Биологический круговорот элементов в лесостепной зоне Европейской территории России, кг/га
(Т. И. Евдокимова и др., 1976; по материалам
Н. П. Ремезова и др., 1959; В. Н. Мины, 1955;
Л. Е. Родина, Н. И. Базилевич, 1965)

Элементы	Составляющие круговорота						
	Лес				Пашня		
	Общий запас в фитомассе, ц/га	Потребление с приростом	Возврат с опадом	Ежегодное накопление в истинном приросте	Общая фитомасса	Вынос с урожаем	Возврат в почву
Фитомасса, ц/га	2608	70	40	30	105	67	38
N	952	100	70	30	150	110	40
P	141	10	9	1	23	17	6
K	532	80	58	22	140	90	50
Ca	112	100	95	5	44	26	18
Mg	107	18	15	3	23	13	1
S	97	7	6	1	11	7	4

гумуса идет сначала быстрыми темпами, а затем замедляется. В среднем за 100 лет использования черноземы теряют примерно третью часть гумуса. То, что почва ежегодно теряет в результате освоения, далеко не полностью компенсируется путем внесения удобрений и за счет атмосферных осадков.

За счет внесения удобрений потери азота компенсируются только на 30%, потери калия – на 12%, потери фосфора – на 40%. И только по сере в лесостепной зоне получен положительный баланс: приход серы превышает в 1,5 раза ее расход.



Таблица 23

Баланс химических элементов в пашне лесостепной зоне, кг/га/год (Т. И. Евдокимова и др., 1976)

Элементы	Составляющие баланса							Итого (баланс)
	Приход			Расход				
	с осадками	с удобрениями	всего	вынос с урожаем	с поверхностным стоком	с подземным стоком	всего	
N	4,0	19,6	23,6	73,3	9,6	0,6	83,5	-59,9
P	—	4,6	4,6	10,3	3,4	—	13,7	-9,1
K	8,0	10,4	18,4	57,3	39,2	0,1	96,6	-78,2
Ca	33,0	18,4	51,4	18,3	62,4	1,0	81,7	-30,3
Mg	40	—	4,0	8,3	20,8	0,1	29,2	-25,2
S	15	20,7	35,7	4,6	5,1	2,8	12,5	+23,2

ОСОБЕННОСТИ БИОЛОГИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА В СТЕПНОЙ ЗОНЕ

Составляющие биологического круговорота и баланс химических элементов приведены для подзоны обыкновенного чернозема (включая и обыкновенные карбонатные). Общая площадь подзоны – 33 млн. га. Почти вся она распаханна, под сенокосами и пастбищами находятся неудобные земли: склоны с маломощными щебнистыми почвами, днища балок, солонцеватые суходолы.

Травяные степные сообщества занимают первое место среди сообществ умеренных широт как по массе отчуждаемого в опад органического вещества, так и по количеству поступающих с опадом химических элементов. По данным Л. Е. Родина, Н. И. Базилевич (1965), масса опада колеблется в пределах 60–140 ц/га, химических элементов поступает от 350 до 700 кг/га. Средняя зольность опада 3,5–4,5%. В составе зольных элементов значительную роль играет кальций.

Особенности биологического круговорота в доисторической степи и в современной пашне представлены в табл. 24.

Намного большая фитомасса в целинных степях создается почти исключительно за счет фитомассы корневых систем многолетних плотнокустовых злаков. В структуре посевных площадей современной пашни многолетние травы, дающие хороший корневой опад, занимают всего 5 %, на черные пары приходится 6–10 %, ос-



Таблица 24

Биологический круговорот элементов в зоне разнотравно-типчаково-ковыльных степей, кг/га
(Т. И. Евдокимова и др., 1976)

Элемент	Составляющие круговорота					
	Степь (доисторический период)			Пашня		
	общий запас в фитомассе, ц/га	потребление с приростом	возврат с опадом	общая фитомасса	вынос с урожаем	возврат в почву
N	334	134	134	50	40	10
P	528	208	208	80	64	16
K	18	8	8	15	12	3
Ca	474	177	177	25	20	5
Mg	102	36	36	5	4	1
S	39	15	15	3,5	2,8	0,7

тальное – однолетние культуры, производящие в основном надземную фитомассу.

Анализируя данные табл. 25, можно сделать следующие выводы.

1. В сообществах целинных степей характер биологического круговорота – азотно-кальциевый, на пашне – азотно-калиевый.

2. Баланс химических элементов – отрицательный, так как очень велик вынос элементов с урожаем. Вносит свой вклад в это явление и эрозия, причем авторы этих расчетов (Евдокимова, Быстрицкая, Васильевская, Гришина, Самойлова) не учитывали потерь элементов за счет пыльных бурь. Исключение составляет сера. Положительный баланс серы обусловлен сильной запыленностью и загрязненностью атмосферы.

3. Отрицательный баланс по азоту и фосфору складывается за счет выноса их с урожаем, эти элементы в наибольшей степени вовлекаются в биологический круговорот.



Таблица 25

Баланс химических элементов в пашне степной зоны
(кг/га/год) (Т. И. Евдокимова и др., 1976)

Эле- мен- ты	Составляющие баланса						Ито- го (ба- ланс)
	Приход			Расход			
	с осад- ками	с удоб- ре- ниями	всего	вынос с уро- жаем	с по- верх- ност- ным сто- ком	всего	
N	4	30	34	59	10	69	-35
P	—	10	10	11	3	14	-4
K	4	15	19	26	62	88	-69
Ca	30	—	30	19	51	70	-40
Mg	4	—	4	3,5	32	36	-32
S	22	—	22	3	8	11	+11

4. Миграция и вынос Ca, Mg, K происходит преимуще-
ственно с жидким стоком в виде бикарбонатов, интен-
сивность их вовлечения в геологический круговорот в
2–5 раз превышает их вовлеченность в биологический
круговорот. Именно для этих элементов существует
угроза наиболее быстрого выноса за пределы ландшаф-
та. Для предотвращения потерь этих элементов необ-
ходимо снять или хотя бы снизить их вынос с поверх-
ностным стоком за счет водной эрозии.

ОСОБЕННОСТИ БИОЛОГИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА В БИОЦЕНОЗАХ АРИДНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Особенности биологических круговоротов аридных территорий обусловлены несколькими причинами. Во-первых, это, конечно, климатические характеристики. По мере усиления засушливости интенсивность биогеохимических процессов уменьшается из-за дефицита влаги. В то же время наблюдаются качественные изменения в составе химических элементов: увеличивается роль водорастворимых форм, что обусловлено испарительной концентрацией и транспирацией растений.

Во-вторых, в составе растительности аридных ландшафтов, представленной преимущественно травами, кустарничками и кустарниками, по мере усиления засушливости увеличивается количество ксерофитных и эфемеровых форм. Это обуславливает значительно более низкие величины фитомассы ($1000\text{--}2500\text{ т/км}^2$ сухого органического вещества в степях и от 400 до $2\text{--}3\text{ т/км}^2$ — в пустынях) и почти в 2 раза более высокую зольность растительного опада. Для аридных ландшафтов характерна и более низкая интенсивность массообмена по сравнению с луговыми и разнотравно-злаковыми степями. Если в северных степях количество ежегодно вовлекаемых в биологический круговорот химических элементов составляет 55–58% от их суммарного содержания в биомассе, то в сухих степях — 45–47%, а в полукустарничковых пустынях — менее 35% (Добровольский,



1998). Это обусловлено особенностями структуры фитомассы. В луговых степях надземная часть растений составляет около 30%, в сухих степях – 15%, в пустынях – 13%. Надземная часть ежегодно отмирает и возобновляется практически полностью, а подземная – примерно на 1/3. Поэтому относительное значение прироста в луговых степях больше, чем в биоценозах засушливых территорий.

По мере усиления аридности в растительном покрове увеличивается роль галофитной флоры. Причем, здесь большое значение имеет уровень залегания грунтовых вод. При близком к поверхности залегании грунтовых вод (0,5–2 м) превалируют мясистые галофиты, содержащие, в пересчете на сухую массу, до 50% зольных элементов. Причем, минеральные вещества золы представлены преимущественно (на 80–85%) хлоридами и сульфатами натрия. Мясистые галофиты вовлекают в поверхностные горизонты почвы 200–500–1000 кг/га этих солей (Ковда, 1973).

Приподнятые и более дренированные равнины сухих степей, полупустынь и пустынь имеют более глубокий уровень грунтовых вод (5–10 м). В этих условиях мясистые галофиты уступают место полусухим солянкам (камфоросма, петросимония, шведки, анабазис). Эти виды растительности концентрируют в своих тканях значительно меньше минеральных соединений – 20–30% в пересчете на сухую массу. Полусухие солянки вовлекают в ежегодный биологический круговорот до 200–600 кг/га минеральных веществ. Представлены они в основном сернокислым натрием и частично хлористым натрием. В золе этих растений наблюдается также некоторое увеличение калия, кальция и кремнезема. Исследования В. А. Ковды показали, что эта группа растений играет значительную роль в засолении почв. Обус-



ловлено это тем, что залегающие на глубине 5–10 метров грунтовые воды без «помощи» галофитной растительности вряд ли обеспечили бы засоление поверхностных горизонтов почвы. Именно биогенный приток солей становится решающим в засолении почв подобных ландшафтов.

При глубоком уровне грунтовых вод (10–20 м) в составе растительности сухих степей и полупустынь появляются представители семейств злаков, бобовых, сложноцветных. В этих группах растений содержание минеральных веществ не превышает 5–10% в пересчете на сухое вещество. Большая часть золы представлена кремнеземом (50–70%), калием, кальцием, возрастает содержание фосфора, полуторных окислов. В среднем сухостепная и пустынная растительность на сероземах, бурых полупустынных и каштановых почвах вовлекает в биологический круговорот от 100 до 500 кг/га минеральных веществ.

Таким образом, роль растительности в биогеохимических круговоротах сухих степей, полупустынь и пустынь весьма специфична. При постепенном поднятии местности, понижении базиса эрозии и уровня грунтовых вод в равнинных ландшафтах сухих степей и пустынь наблюдается общее рассоление. Смена растительных формаций при этом идет в направлении:

Мясистые галофиты > полусухие и сухие галофиты > полынные ассоциации > злаково-бобово-разнотравные сообщества.

При этом особенности минерального состава растительных ассоциаций вначале поддерживают общую засоленность почв, затем – явления осолонцевания, а на стадии злаково-бобово-разнотравных сообществ – процессы остепнения.

БИОЛОГИЧЕСКИЕ КРУГОВОРОТЫ В ТРОПИЧЕСКОМ ПОЯСЕ

Тропический пояс получает более половины всей поступающей на Землю энергии Солнца. При условии достаточного количества влаги биогеохимические процессы здесь протекают наиболее активно. Однако обеспеченность осадками в тропическом поясе изменяется от экстрааридных условий до супергумидных (табл.26), соответственно и биологические круговороты различаются параметрами емкости, интенсивности, скорости.

Таблица 26

Соотношение площадей разной степени влагообеспеченности в тропическом поясе

(цит. по В. В. Добровольскому, 1998)

<i>Годовое количество осадков, мм</i>	<i>Преобладающие растительные сообщества</i>	<i>Площадь, % от всей территории</i>
>1800	Влажные леса	22
1000 – 1800	Светлые леса и высокоотравные саванны	48
600 – 1000	Первичные саванны	12
200 – 600	Плотно-кустовые саванны	16
<200	Плотно-кустовые саванны, полупустыни и пустыни	2

Тропические влажно-лесные области характеризуются своеобразным сочетанием климатических характери-



стик. Коэффициенты увлажнения 7–8 месяцев в году составляют 1,5–2, а в остальное время не опускаются ниже 0,6. Температура почвы большую часть года превышает 20°C и в самые холодные месяцы не опускается ниже 8–10°. Лесная растительность, представленная тропическими и экваториальными влажными лесами, характеризуется большой емкостью биологического круговорота и обильным ежегодным опадом. Почвы – ферраллитные недифференцированные или ферраллитные дифференцированные (фульвоферраллиты по М. А. Глазговской, оксисоли по американской классификации). Почвообразование сопровождается существенным преобразованием химического состава коры выветривания, обусловленным прежде всего биохимическими процессами. Фульвокислоты, образующиеся при активно протекающем процессе разложения обильного лесного опада, глубоко проникают в почву и растворяют полуторные окислы, связывая их в малоподвижные органоминеральные комплексы. Железомарганцевые микроорганизмы способствуют минерализации органической части комплексов и высвобождению полуторных окислов, часть которых образует отложения и конкреционные формы. Другая часть вновь участвует в реакциях связывания поступающих гумусовых кислот. В результате профиль почвы по сравнению с ферраллитной почвообразующей породой несколько обедняется гидрооксидами алюминия и железа и обогащается кремнеземом (относительное накопление).

Параллельно до глубины 40–50 см наблюдается увеличение кальция, калия, магния, фосфора. Причина – поступление с опадом. По имеющимся данным (Родин, Базилевич, 1965), в субтропических и тропических лесах с опадом ежегодно в почву возвращается от 500 до 2900 кг/га зольных элементов и азота, из них почти половина приходится на кремнезем. Поступление с опадом



кальция, магния и калия составляет 50–100 кг/га в год каждого элемента. Однако закрепляется в почвенно-поглощающем комплексе очень незначительная часть – 1,5–3 мг-экв/100 г почвы. Большая часть вновь вовлекается в биологический круговорот.

Саванны и светлые (ксерофитные) леса занимают большую часть тропической территории. Саванны – это обширные травянистые и лесопарково-травянистые равнины, расположенные на высоте 10–200 м над уровнем моря в субтропических и тропических широтах Африки, Южной Америки, Юго-Восточной Азии, Австралии. Природные первичные саванны характеризуются относительно сухим климатом и длинным сухим периодом. Вторичные (антропогенные, послелесные) саванны расположены во влажном тропическом климате, на месте влажных лесов, уничтоженных человеком.

Почвы первичных саванн – аналоги черноземов степей суббореального пояса, они характеризуются высокой емкостью поглощения, нейтральной или слабощелочной реакцией среды, карбонатностью (табл.27)

В табл. 28 представлена структура массы растительных сообществ сухой саванны на западе Индии, подробное исследование биогеохимических особенностей которой было проведено Л. Е. Родиным и др. (1977). Результаты исследования свидетельствуют, что в структуре биомассы львиная доля принадлежит деревьям (60% корневой массы и 98% надземной массы растительного сообщества саванны). Однако основную часть ежегодного прироста дают травы. В массе прироста травы составляют 76% прироста зеленых органов растений и 83% прироста корней (цит. по Добровольскому, 1998).

Таким образом, в экогеосистемах саван травянистая растительность играет решающую роль в вовлечении химических элементов в биологический круговорот.



Таблица 27

Химические свойства черных тропических почв саванн-грумосолей (гор. 0–30 см)
(Fink, 1963; цит. по Ковде, 1973)

Показатель	Черные глины Техаса	Резуры	Черные почвы Судана
Углерод орг., %	0,8 – 3,0	0,3 – 0,8	0,3 – 0,7
ЕКО, мг-экв/ 100 г	60	40 – 60	45 – 65
Преобладающий обменный катион	Ca	Ca	Ca
Обменный натрий, %	Мало	Различно	<10
Реакция среды	Слабощелочная		
Глина, %	58 – 61	40 – 60	45 – 65
Преобладающий глинный минерал	Монтмориллонит		

Таблица 28

Структура массы растительного сообщества сухой саванны Раджпутана (По данным Л. Е. Родина и др., 1977; цит. по Добровольскому, 1998)

Компоненты	Биомасса		Продуктивность	
	т/км ²	%	т/(км ² в год)	%
Зеленые части растений	290	11	290	42
Многолетние надземные части растений	1060	47	40	2
Корни	1130	42	353	56
Вся биомасса	2680	100	680	100

В. В. Добровольский (1998), используя данные Л. Е. Родина с соавторами, показал распределение масс химических элементов в биологическом круговороте засушливой саванны Раджпутана (табл.29).



Таблица 29

Распределение масс химических элементов в биологическом круговороте засушливой саванны

Элементы	В биомассе, кг/км ²	В ежегодной продукции					
		Зеленая часть		Корни		Вся продукция	
		кг/км ²	%	кг/км ²	%	кг/км ²	%
N	17934	4286	59	2614	36	7208	100
P	1219	357	56	268	42	642	100
K	11121	3157	61	1868	36	5204	100
Ca	25625	3422	57	1928	32	5978	100
Mg	4869	680	51	540	41	1330	100
S	1760	886	72	318	26	1239	100
Si	5381	2214	52	2021	48	4248	100
Al	1937	246	52	180	38	469	100
Fe	1137	164	53	121	39	311	100
Mn	284	101	48	107	51	209	100
Na	952	279	58	195	40	482	100
Cl	1496	516	54	427	45	951	100
Σ (без N)	57181	12022	57	7973	38	21063	100

Эти данные свидетельствуют о следующем.

1. Более половины всей массы зольных элементов и азота, вовлекаемых в биологический круговорот, сосредоточено в зеленой части растительности сухой саванны и около 40% – в корнях. В стволы и ветви поступает не более 5%.

2. В зеленой части растений наиболее активно аккумулируются азот, калий и сера. На долю каждого из этих элементов приходится 60% и более от всей массы элемента в годовой продукции. На втором месте – фосфор, кальций и натрий (57 – 58%).

3. В корневых системах наблюдается относительная аккумуляция марганца и кремния. Массы этих элемен-



тов распределены примерно поровну между корнями и зелеными органами растений.

4. В биологический круговорот в абсолютном выражении в наибольших количествах вовлекаются кальций, калий, кремний.

Таким образом, растительность саванн обогащает почвы щелочными землями и особенно калием, а также кремнеземом. Это объясняет низкую отзывчивость почв саванн на удобрения калием, кальцием и высокую эффективность азотных удобрений.

Среди типичных почв саванн имеется ряд переходов в сторону нарастающего гидроморфизма. Болотные саванны, черные глеево-дерновые почвы низких террас, приозерных низменностей – типичные представители таких ландшафтов. В составе растительности появляются тростники, осоки, галофиты. Почвы приобретают оторфованность, оглеенность, засоленность и другие черты, роднящие их с глеево-луговыми, заболоченными и луговыми солончаковыми почвами умеренного пояса. По данным В. В. Добровольского (1998), злаковая растительность этих сообществ активно накапливает марганец, медь, цинк, стронций и молибден.

Вторичные послелесные саванны наследуют свойства кислых почв тропических лесов сиаалитного или аллитного характера. На террасах и склонах при ухудшенной естественной дренированности почвы антропогенных саванн имеют латеритный марганцево-железистый конкреционный горизонт или сплошной железистый хардпен. Подобные почвы (руброземы) под покровом травянистой растительности широко распространены в Южной Бразилии. Верхние темные горизонты этих почв напоминают черноземы, но нижние – окрашены в красные тона. Почва выщелочена, имеет кислую реакцию среды по всему профилю. Почвенный



профиль сильно оглинен, емкость катионного обмена около 40 мг-экв / 100 г.

Вторичная травянистая растительность не способна при регулярном сжигании биомассы создать такой же биологический круговорот минеральных веществ, углерода и азота, который был под пологом тропического леса. Вторичные послелесные саванны производят около 3,6 ц/га опада в месяц, в то время как тропические леса ежемесячно образуют 16 – 25 ц/га опада (Ковда, 1973).

Естественный запас биофильных элементов в аллитной коре выветривания и древних элювиальных почвах влажных тропиков очень низок. В этих условиях на фоне промывного водного режима и отрицательного геохимического баланса вторичный дерновый процесс не способен создать плодородные почвы. В почвах усиливается выщелоченность, кислотность, снижается поглощательная способность. Повторяющиеся выжигания саванн, традиционно распространенные в этих странах, пересыхание почв на склонах и плоскостная эрозия способствуют отвердению ожелезненных латеритных аккумулятивных горизонтов. В итоге почвы послелесных саванн за считанные годы настолько сильно снижают свое плодородие, что возделывание сельскохозяйственных культур становится нерентабельным.

Миграция химических элементов в поверхностных водах тропической суши тесно связана с биогеохимией почвенных процессов. Концентрация многих элементов в воде тропических рек ниже средних значений для рек мира. В. В. Добровольский (1998) объясняет это двумя основными причинами. Во-первых, химические элементы-биофилы прочно удерживаются фитоценозами тропических лесов, практически не выпуская их из биологических круговоротов. Во-вторых, красноцветные коры выветривания и развитые на них почвы более прочно



закрепляют некоторые элементы, особенно тяжелые металлы, чем породы четвертичного возраста бореального и суббореального поясов.

Наибольшее количество химических элементов мигрирует в виде взвесей, что является следствием плоскостного смыва почв. Большая их часть аккумулируется в понижениях поверхности, не достигая речных долин. Для этих территорий характерно сезонное переувлажнение. Геохимически подчиненное положение ландшафтов, избыточное поверхностное и грунтовое увлажнение обеспечивают аккумуляцию химических элементов, приносимых сюда с повышенных элементов рельефа, и обуславливают повышенную концентрацию в почвах и растениях рассеянных элементов. Формируются в таких условиях серые и черные слитые почвы, относимые к группе вертисолей (слитоземов). Большинство тропических слитоземов характеризуется низким содержанием гумуса, тяжелым гранулометрическим составом, трещиноватостью. Но это наиболее плодородные почвы тропиков, так как содержат достаточное количество оснований, фосфора, марганца. Низкое содержание гумуса обуславливает их бедность азотом, поэтому почвы очень хорошо отзываются на азотные удобрения.

Итак, во всех ландшафтах конкретная человеческая деятельность привела к значительному нарушению природных экосистем и замене их на агрокультурные, что, в свою очередь, вызвало изменения в биогеохимических циклах биофильных элементов.

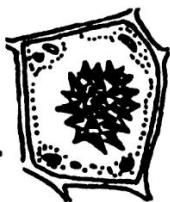
Так, емкость биологического круговорота в лесной зоне при замене лесных фитоценозов на агрокультурные возрастает на 25% на единицу площади. Это обусловлено двумя причинами. Во-первых, изменением структуры площадей и заменой почти на 30% территории низкозольной фитомассы хвойных лесов на высокозольную



фитомассу сельскохозяйственных растений и травянистую растительность лугов и пастбищ. Во-вторых, более высокой годичной продукцией фитомассы в культурных агроценозах и большей скоростью оборота элементов по сравнению с лесными ценозами.

В лесостепной и степной зонах, наоборот, наблюдается снижение емкости биологического круговорота. Это связано с полным исчезновением высокопродуктивных целинных степей и значительной части широколиственных лесов, заменой их на менее продуктивные агроценозы. Эти явления привели к возникновению и развитию процессов эрозии и резкому увеличению в связи с этим поверхностного жидкого и твердого стока. А это, в свою очередь, усилило поступление элементов в геологический круговорот и их вынос за пределы ландшафта.

В тундровой и таежно-лесной зонах основной вынос элементов осуществляется за счет жидкого стока. В лесостепной и степной зонах основная форма выноса элементов – твердый сток. Причем, наиболее активное поступление в геохимический круговорот характерно для калия, кальция и магния, что приводит к интенсивному выносу этих элементов из ландшафтов. Азот и фосфор во всех рассмотренных ценозах вовлекаются в биологический круговорот в количествах, превышающих их вовлечение в геологический круговорот.



Глава 8

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ ВАЖНЕЙШИХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Биогеохимический циклы некоторых элементов: углерода, кислорода, азота, серы, фосфора, кремнезема, железа, алюминия, кальция, калия, натрия, магния

Биогеохимические циклы тяжелых металлов

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ БИОГЕОХИМИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА ВЕЩЕСТВ

Океан и почвы представляют собой геохимически сопряженные планетарные суперландшафты. В современную эпоху суша в целом является элювиальной системой, океан – аккумулятивной системой. Земная кора, кора выветривания, почвы, организмы отдают в океан коллоидные и истинные растворы, механические осадки, органическое вещество. В этом процессе участвуют наземные, подпочвенные, подземные и сверхглубокие воды. За счет этого океан получает ежегодно огромное количество механических осадков. По расчетам В. А. Ковды (1973), это целая гора с основанием 1 км^2 высотой 10–16 км, содержащая растворимые соли (3–5%), карбонаты кальция (7–8%), органическое вещество (1–3%). Часть этих компонентов океан различными путями возвращает на сушу (инфильтрация, трансгрессия, приливы, цунами, горообразование, эоловый перенос и т.д.).

История геохимических «отношений» между океаном и сушей отражена в химическом составе почв и океанических вод. Элементы, являющиеся основой жизни, – Si, Al, Fe, Mn, C, P, N, Ca, K – аккумулируются в почве. «Аквафилы» – H, O, Na, Cl, S, Mg – составляют химическую основу океана (табл. 30).

Таким образом, круговорот веществ в системе континенты – океан – верхняя мантия – континенты обогащает океан химическими элементами.



Таблица 30

Химический состав почв и океанических вод, %

Элемент	Почва	Океан	Элемент	Почва	Океан
O	49	85,8	Mg	6×10^{-1}	$1,4 \times 10^{-1}$
H	1	10,7	K	1,36	$3,8 \times 10^{-2}$
Si	33	5×10^{-5}	C	2,00	2×10^{-5}
Al	7,3	$n \times 10^{-6}$	P	8×10^{-2}	5×10^{-6}
Na	0,6	1	N	1×10^{-1}	$6,7 \times 10^{-5}$
Fe	3,8	5×10^{-6}	S	$8,5 \times 10^{-2}$	$8,8 \times 10^{-2}$
Mn	$8,5 \times 10^{-2}$	4×10^{-7}	Cl	1×10^{-2}	1,89
Ca	1,37	4×10^{-2}			

На суше в процессах выветривания и почвообразования образуются вторичные соединения, которые различаются по геохимической подвижности. Они включаются в новые циклы геологического, почвенного и биологического круговоротов веществ, образуя единый биогеохимический круговорот веществ на планете.

Вынос и перераспределение продуктов выветривания и почвообразования в ландшафтах происходят в горизонтальном направлении по уклону местности, а также в вертикальном – как в восходящем, так и нисходящем направлениях. В результате постоянно текущих циклических процессов образуются почвы и их горизонты, почвенный покров как совокупность, осадочные породы. Сложившиеся и на первый взгляд неизменные типы почв и коры выветривания на самом деле являются не только продуктами движения и перераспределения веществ в биогеохимическом круговороте, но и длительной, устойчивой формой существования и проявления этих педогеохимических процессов.

Подвижность химических элементов зависит от формы их нахождения в природе и той роли, которую они выполняют в живых организмах. В самом общем виде



миграционная способность продуктов выветривания и почвообразования определяется степенью дисперсности материала и его растворимостью:

- Обломочный материал – осыпи, оползни, волочение по дну реки;
- Песок, пыль, глина – водные и воздушные суспензии;
- Почвенный гумус – ионные и коллоидные растворы, тонкие суспензии;
- Fe, Al, Mn, Ni, Co – комплексные соединения с органическими кислотами, бикарбонаты, коллоидные растворы, тонкие суспензии гидроксидов;
- SiO_2 (подвижный) – ионные, молекулярные, коллоидные растворы, тонкие суспензии аморфного кремнезема;
- Соли – водные растворы, тонкие суспензии кристаллов, золотые взвеси.

Миллиарды тонн минеральных веществ удерживают в своих тканях растительные и животные организмы. Чем больше биогенное значение химического элемента, тем в большей степени он захватывается живыми организмами и, следовательно, оказывается защищенным от выноса из почв грунтовыми и речными водами.

Суша и океан находятся в состоянии непрерывного циклического обмена и с нижними слоями атмосферы – тропосферой. Они поставляют аэрозольные частицы в воздух и получают их обратно с осадками и в форме сухих выпадений. Частицы континентального происхождения сравнительно крупные. Их средний размер 0,02–0,03 мм. Над океаном преобладают более мелкие частицы – размером около 0,002 мм. Как показал А. П. Лицын (1978), частицы размером 0,1–0,01 мм могут переноситься в нижних слоях тропосферы на расстояния в сотни и тысячи километров. Дальность переноса более



мелких частиц достигает 10 тыс. км. С поверхности континентов таким образом выносятся пылеватые и илистые частицы почвы, горных пород, вулканического пепла. Среди аэрозольных частиц морского происхождения преобладают растворимые в воде соли.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ УГЛЕРОДА

Содержание углерода в атмосфере Земли составляет 0,046% в форме двуокиси углерода и 0,00012% в форме метана. В земной коре его содержится 0,35%, а в живом веществе около 18% (Виноградов, 1964). С углеродом связан процесс возникновения и развития биосферы, именно углерод обуславливает огромное разнообразие и сложность строения веществ, так как этот элемент способен соединяться с большинством из элементов самыми разнообразными способами. Роль углерода в биосфере лучше всего иллюстрируется схемой его круговорота (см. рис. 9). Схема составлена В. А. Ковдой по данным Ничипоровича и Дювиньо. Из этой схемы следует, что в биосфере растения, используя механизм фотосинтеза, выполняют функцию продуцента кислорода и основного потребителя углекислого газа.

Хранители углерода – живая биомасса, гумус, известковые осадочные породы и каустобиолиты. В этой схеме учтено, что естественными источниками CO_2 в природе, кроме вулканических эксгаляций, являются процессы разложения органического вещества, дыхание, окисление ОВ в почве и других природных средах. Т.е. жизнь в почвах и разложение ОВ – главный источник углекислоты, поступающей в атмосферу. Техногенная углекислота, составляет 20×10^9 т, что намного меньше, чем природные поступления, и ее роль незначительна в этом круговороте.

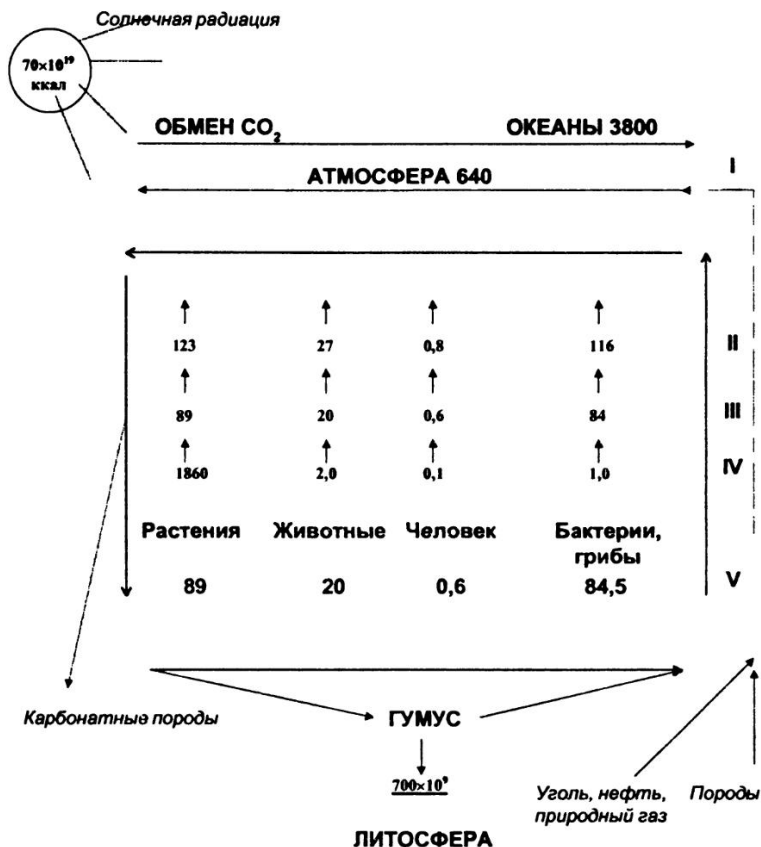


Рис. 9. Модель цикла углерода, млрд. тонн (составлена В. А. Ковдой по данным Ничипоровича и Дювиньо):

I – масса углерода в форме CO_2 в атмосфере и океане; II – количество CO_2 , поступающего в атмосферу в процессах окисления; III – количество окисленного органического вещества (дыхание, горение); IV – биомасса сухопутных живых организмов; V – масса, использованная для питания этими организмами



За геологический период с момента появления жизни на Земле углерод атмосферы и гидросферы неоднократно прошел через живые организмы. В течение 3–4 лет растения усваивают столько углерода, сколько его содержится в атмосфере. Следовательно, за четыре года может обновиться углеродный состав атмосферы, и условно можно считать, что углерод атмосферы за этот срок завершает свой цикл (Гришина, 1976). Цикл оборота углерода гумусферы охватывает 300–400 лет. Однако цикл биологического круговорота углерода не замкнут: этот элемент часто выходит из круговорота на длительный срок в виде карбонатов, торфов, сапропелей, углей, гумуса. С другой стороны, нарушение цикла происходит и благодаря поступлению в атмосферу глубинного углекислого газа и окиси углерода.

Для прогнозирования поведения углерода в биосфере необходимы массовые сведения по содержанию углекислоты в атмосфере разных регионов и на разных уровнях, сведения о влиянии изменения концентрации ее в атмосфере на первичную продуктивность. В пределах одного и того же региона накопление, трансформация и миграция углерода различны в элювиальном, транзитном и аккумулятивном ландшафтах, в естественных биоценозах и в агроценозах (табл. 31). Л. А. Гришина отмечает, что ельник-кисличник из сравниваемых биогеоценозов находится в наиболее благоприятных условиях, приуроченный к дерново-подзолистым легкосуглинистым почвам на смешанной морене, он характеризуется наиболее высокой продуктивностью и самым мощным потоком углерода. За ним по убывающей следуют сосняк-зеленомошник, развивающийся на слабоподзолистых почвах озов, и на последнем месте сосняк сфагновый на торфяном болоте. Агроценоз по продуктивности занимает промежуточное место между ельником и сосняком, но имеет, естественно, другое качество продукции и иной ритм потока углерода.



Таблица 31

Поток углерода в различных экосистемах Валдая, т/га (Гришина, 1976)

Фитоценоз	Тип ландшафта, биоценоз			
	Элювиальный, сосняк-зеленомошник	Транзитный, ельник-кисличник	Аккумулятивный супераккумулятивный, сосняк сфагновый	Элювиальный, агроценоз
Запасы фитомассы	108	182	36	—
Чистая первичная продукция	4,2	8,3	1,1	5
Годовой опад	1,0	3,2	0,5	5
Подстилка	18	9,4	22	—
Гумус в почве	19	48,5	100 (торф)	49
Углерод в природных водах, мг/л	27	45	—	—

Хозяйственная деятельность человека интенсифицирует биологический круговорот углерода и может способствовать повышению первичной и, следовательно, вторичной продуктивности. Но дальнейшая интенсивность этой деятельности может сопровождаться повышением концентрации двуокиси углерода в атмосфере. Повышение концентрации углекислоты до 0,07% резко ухудшает условия дыхания человека и животных. Расчеты показывают, что при условии сохранения современного уровня добычи и использования горючих ископаемых потребуется чуть более 200 лет для достижения такой концентрации в атмосфере Земли. Локально в отдельных крупных городах эта угроза вполне реальна уже в настоящее время.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ КИСЛОРОДА

Кислород – самый распространенный элемент земной коры: его кларк равен 47. Еще выше концентрация кислорода в мировом океане – 85,7% и в живом веществе – 70%. Благодаря исключительно высокой химической активности, кислород играет особо важную роль в земной коре. Он определяет окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные условия растворов и расплавов, формирование геохимических объектов. Для него характерна как ионная, так и не ионная форма миграции в растворах.

Эволюция процессов на Земном шаре сопровождается увеличением содержания кислорода. Наличие органического вещества установлено в древних осадочных отложениях, возраст которых исчисляется в 3,8 млрд. лет. Следовательно, выделение кислорода в процессе фотосинтеза продолжается миллиарды лет. В настоящее время количество кислорода в атмосфере равно $1,185 \times 10^{15}$ тонн. Масштабы продуцирования кислорода таковы, что указанное количество при сохранении скорости могло бы быть удвоено примерно за 4 000 лет. Но этого не происходит, так как в течение года различными путями разлагается примерно такое же количество органического вещества, какое образуется в ходе фотосинтеза, и при этом поглощается почти весь выделившийся кислород. Тем не менее, благодаря сохранению части органического вещества,



свободный кислород постепенно накапливается в атмосфере.

В биосфере в результате непрерывно протекающих процессов биологического круговорота наблюдается резкая дифференциация его содержания в различных природных оболочках. Если в живом веществе кларк концентрации кислорода составляет 1,5%, в гидросфере – 1,8, то в изверженных породах земной коры только 0,8– 1,03, а в антраците всего 0,02%.

Реакции образования кислорода в земной коре весьма разнообразны, но главная «фабрика» по его производству – зеленые растения. Именно в процессе фотосинтеза высвобождается основная масса свободного кислорода, обладающего чрезвычайно высокой химической активностью.

Второй миграционный цикл свободного кислорода связан с массообменом в системе природные воды – тропосфера. В воде океана находится от 3×10^9 до 10×10^9 кубических метров растворенного кислорода. Холодная вода высоких широт поглощает кислород, поступая с океаническими течениями в тропический пояс, она выделяет кислород. Поглощение и выделение кислорода происходят и при смене сезонов года, сопровождающихся изменением температуры воды. По расчетам А. П. Виноградова (1967), в годовой оборот между тропосферой и океаном вовлекается примерно 5900×10^9 тонн кислорода.

Кислород расходуется в громадном количестве окислительных реакций, большинство из которых имеет биохимическую природу. В этих реакциях высвобождается энергия, поглощенная в ходе фотосинтеза. В почвах, илах, водоносных горизонтах развиваются микроорганизмы, использующие кислород для окисления органических соединений. Запасы кислорода на планете огром-



ны. Он входит в состав кристаллических решеток минералов и высвобождается из них живым веществом.

Таким образом, общая схема круговорота кислорода в биосфере складывается из двух основных ветвей:

- образование свободного кислорода при фотосинтезе;
- поглощение кислорода в окислительных реакциях.

Согласно расчетам Дж. Уолкера (1980), основные составляющие глобального цикла кислорода следующие:

- Выделение растительностью мировой суши – 150×10^{15} тонн в год;
- Выделение фотосинтезирующими организмами океана – 120×10^{15} тонн в год;
- Поглощение процессами аэробного дыхания – 210×10^{15} тонн в год;
- Биологическая нитрификации и др. процессы – 70×10^{15} тонн в год.

В биогеохимическом круговороте можно выделить потоки кислорода, четко выраженные между отдельными компонентами биосферы (рис. 10).

В современных условиях установившиеся в биосфере потоки кислорода и кислородсодержащих соединений нарушаются техногенными миграциями. Химические соединения, сброшенные предприятиями в природные воды, связывают растворенный в воде кислород, нарушая природные потоки этого элемента. В атмосферу выбрасывается большое количество углекислого газа, различных аэрозолей, что также ухудшает кислородный обмен. Загрязнение почв, вырубка лесов, опустынивание земель на огромных территориях уменьшают обмен кислородом и углекислым газом между атмосферой и суши. Огромное количество атмосферного кислорода расходуется при сжигании топлива. В некоторых промышленно развитых странах кислорода сжигают больше, чем его образуется за счет фотосинтеза.

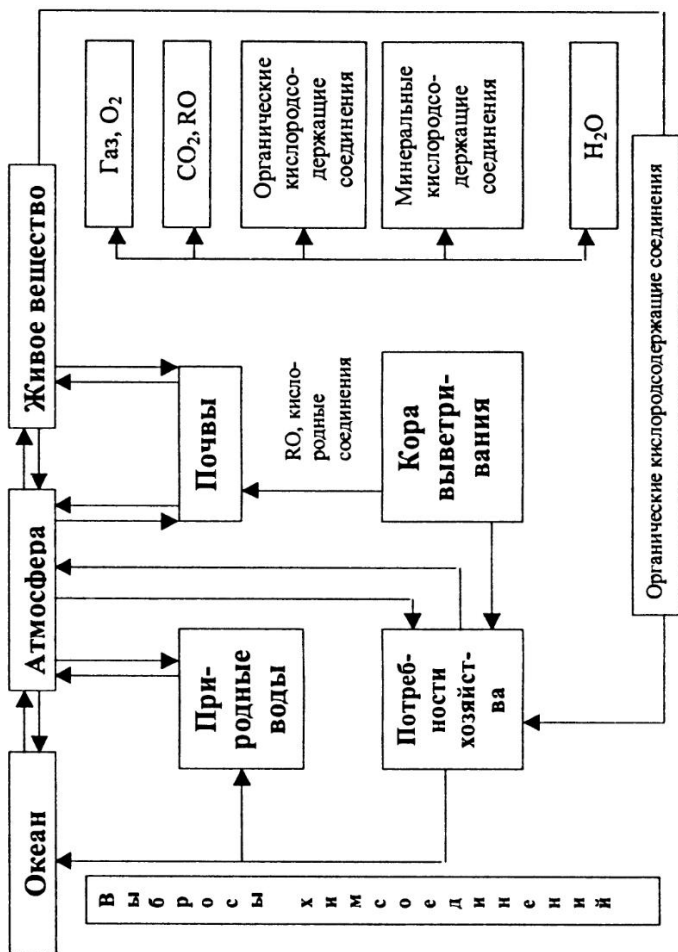


Рис. 10. Круговорот кислорода в природе

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ ВОДОРОДА

Содержание водорода в земной коре невелико: кларк гранитоидов составляет 0,15%. В земной коре большая часть атомов водорода входит в состав воды, углей, нефти, горючих газов, глинистых минералов, живых организмов. Геохимия водорода тесно связана с историей воды и живого вещества: кларк водорода гидросферы равен 10,72, а живого вещества – 10,5.

В земной коре свободный водород неустойчив. Он быстро соединяется с кислородом, образуя воду, участвует и в других реакциях. Кроме того, он, благодаря своей легчайшей массе, способен диссипировать, т.е. улетучиваться в космос. Однако значительное количество газообразного водорода поступает на поверхность Земли при вулканических извержениях. Постоянно образуется газообразный водород и в результате некоторых химических реакций, а также деятельности бактерий, разлагающих органическое вещество в анаэробных условиях. Тем не менее, наблюдается постепенное накопление кислорода в атмосфере планеты, что связано и с диссипацией водорода.

Организмы закрепляют водород в биосфере планеты, связывая его не только в органическом веществе, но и участвуя в фиксации водорода минеральным веществом почвы. Это становится возможным в результате диссоциации кислотных продуктов метаболизма с высвобождением иона H^+ . Последний, как правило,



с молекулой воды образует посредством водородных связей ион гидроксония (H_3O^+). При поглощении иона гидроксония гипогенными силикатами происходит трансформация их кристаллохимических структур в глинистые минералы. Таким образом, как подчеркивает В. В. Добровольский (1998), интенсивность продуцирования кислотных продуктов метаболизма является важным фактором гипергенного преобразования кристаллических горных пород и образования коры выветривания.

Из циклических процессов в поверхностных оболочках Земли один из наиболее мощных – круговорот воды: ежегодно через атмосферу проходит более 520 тыс. м^3 влаги. Для создания массы растительности Мировой суши, существовавшей до вмешательства человека, было расщеплено примерно $1,8 \times 10^{12}$ тонн воды и соответственно связано $0,3 \times 10^{12}$ тонн водорода (цит. по Добровольскому, 1998). В настоящее время в процессе фотосинтеза природной растительностью на суше и фотосинтетиками в океане в течение года расщепляется около 200×10^9 тонн воды и в органическом веществе связывается примерно $(30-35) \times 10^9$ тонн водорода.

В процессе круговорота воды в биосфере происходит фракционирование изотопов кислорода и водорода. Пары воды при испарении обогащаются легкими изотопами, поэтому атмосферные осадки, поверхностные и грунтовые воды содержат больше легких изотопов. Океанические воды характеризуются устойчивым изотопным составом. Материковые льды Арктики и Антарктиды содержат наиболее легкую воду, так как активность разделения изотопов кислорода усиливается при понижении температуры.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ АЗОТА

Д. Н. Прянишников (1945) показал исключительное значение азота и его соединений для растений. Азот и его соединения играют в жизни биосферы и всей планеты, в формировании почвенного покрова и плодородия экосистем такую же важную и незаменимую роль, как и углерод. Биофильность азота сравнима с биофильностью углерода: индекс биогенного обогащения почв по отношению к земной коре, а растений по отношению к почвам составляет для углерода 100 и 1000 соответственно, а для азота – 1000 и 10000 соответственно (Ковда, 1985). Из других биофильных элементов только фосфор характеризуется таким же высоким индексом концентрации в биомассе (1000–10000; Speidel, Agnew, 1982).

Около 80% запасов азота сосредоточено в атмосфере планеты, что связано с направлением биогеохимических потоков соединений азота, образующихся при денитрификации. Первично азот в атмосфере был, вероятно, результатом процессов дегазации верхней мантии, магмы и вулканических выделений. Электрические и фотохимические реакции в высоких слоях атмосферы приводят к заметному поступлению соединений азота на сушу и в океан с атмосферными осадками (3–8 кг/га аммонийного азота в год и 1,5–6,0 кг/га нитратного – Goldschmidt, 1954). Этот азот включается в общий биогеохимический поток растворенных соединений, мигрирующих с водными



массами, участвует в почвообразовательных процессах и в формировании биомассы растений.

Общая направленность биогеохимического круговорота азота на планете – аккумуляция в молекулярной форме в атмосфере (рис. 11). Огромное количество азота содержит биосфера в связанном виде: в органическом веществе почвенного покрова ($1,5 \times 10^{11}$ т), в биомассе растений ($1,1 \times 10^9$ т), в биомассе животных ($6,1 \times 10^7$ т).

В больших количествах азот содержится в биогенных ископаемых.

Вместе с тем, вследствие высокой растворимости солей азотной кислоты и солей аммония, азота в почве мало и почти всегда недостаточно для питания растений. Поэтому потребность культурных растений в азоте всегда велика.

В связи с этим велика и роль азотных удобрений: 30–35 млн. тонн азота ежегодно вносится в почву в виде минеральных удобрений. Поступление за счет азотных удобрений составляет 30% от общих поступлений азота на сушу и в океан.

Это часто приводит к загрязнению среды и тяжелым заболеваниям человека и животных. Особенно велики потери нитратных форм азота, так как он не сорбируется почвой, легко вымывается водами, восстанавливается в газообразные формы и до 20–40% его теряется для питания растений. Все это, естественно, сказывается на биогеохимическом цикле азота.

Существенным и тревожным нарушением цикла азота является сильное увеличение отходов животноводства, отходов и стоков больших городов, поступление в атмосферу NH_3 и оксидов азота при сжигании угля, нефти, мазута и т.д. Опасно проникновение оксидов азота в стратосферу (ядерные взрывы, выхлопы сверхзвуковых самолетов, ракет), так как это может быть причиной разрушения озонового слоя.

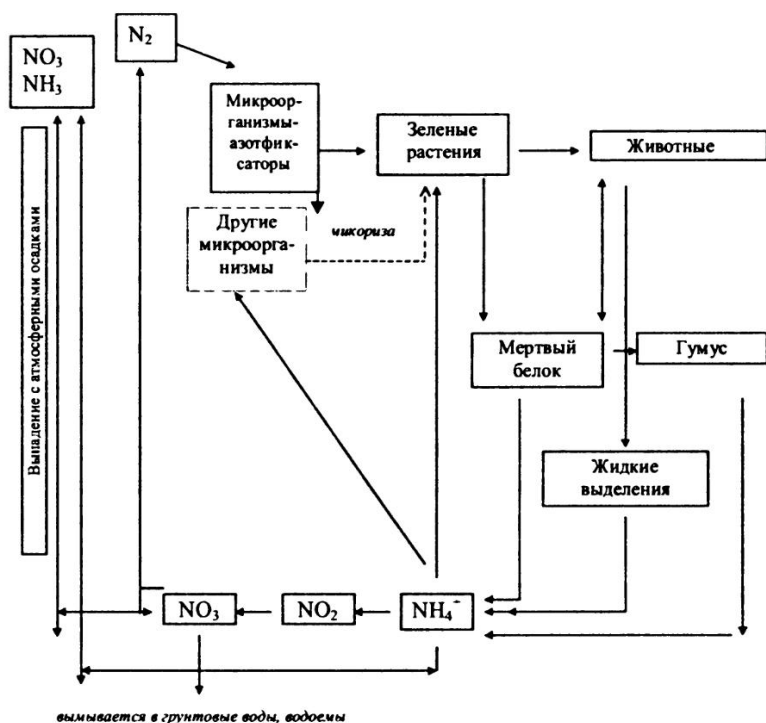


Рис. 11. Схема цикла азота в сухопутных системах (составлена Ellenberg, 1971, цит. по Ковде, 1985)

Таким образом, для удовлетворения нужд человечества потребность в азотных удобрениях должна быть компенсирована как можно быстрее. Но культура их применения должна быть более высокой.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ ФОСФОРА

Круговорот фосфора в природе сильно отличается от биогеохимических циклов углерода, кислорода, азота и серы, так как газовая форма соединений фосфора (например, PH_3) практически не участвует в биогеохимическом цикле фосфора. Значение фосфора в жизни клетки и организмов очень велико: соединения фосфора входят в состав тканей мозга, скелета, панцирей. Поэтому главная роль в биогеохимическом цикле фосфора принадлежит живому веществу и таким процессам, как питание, размножение, передвижение. Для растений наиболее доступным является фосфор неспецифических органических соединений и гумуса, и именно он играет главную роль в малом (локальном) биологическом цикле фосфора (рис. 12).

В почвах и породах широко распространено явление фиксации фосфора. Фиксаторами фосфора являются гидрооксиды железа, марганца, алюминия, глинистые минералы (особенно группы каолинита). Однако фиксированный фосфор может на 40 – 50 % быть десорбирован и использован растениями. Это зависит от условий. Повышенная кислотность среды, образование H_2CO_3 способствуют десорбции фосфора и усилению миграции фосфорных соединений.

В восстановительной среде образуются соединения фосфора с двухвалентным железом, и это тоже способствует выносу фосфора из почвы. Миграция фосфора

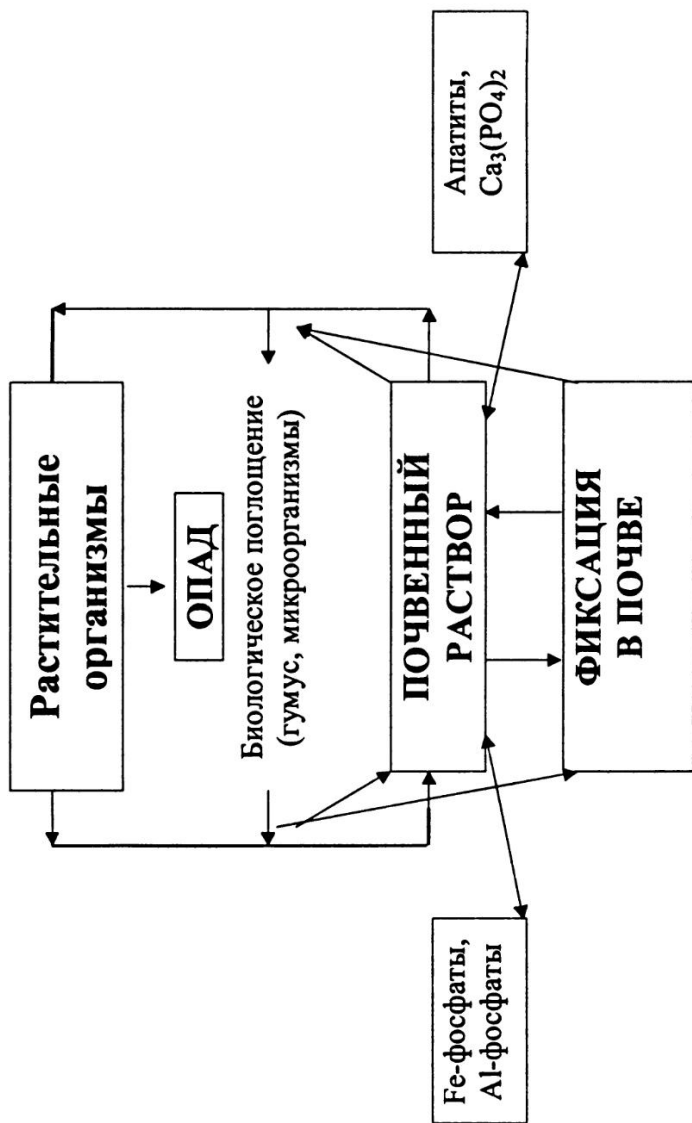


Рис. 12. Схема локального (малого) биологического цикла фосфора



возможна и за счет таких явлений, как водная и ветровая эрозия. Поэтому биогеохимический цикл фосфора значительно менее замкнут и менее обратим, чем циклы углерода и азота, а загрязнение окружающей среды фосфором особенно чувствительно (рис. 13).

Фосфорные удобрения являются важным и необходимым звеном в получении урожаев сельскохозяйственных культур, однако, известные ныне запасы месторождений фосфатов, апатитов весьма ограничены и по предсказаниям ученых истощатся через 75–100 лет.

В то же время соединения фосфатов в последнее время становятся важнейшим фактором загрязнения речных и озерных вод (табл. 32).

Таблица 32

Элементы баланса фосфора в биосфере Земли, в тоннах (А. Ю. Кудеярова, 1983; цит. по В. А. Ковде, 1985)

Поступления на суше		Привнос в гидросферу	
Удобрения и препараты	$3-4 \times 10^6$	Эрозия	$n \times 10^7$
Индустриальные	$2-3 \times 10^6$	Реки и сточные воды	5×10^6
Прочие	$n \times 10^6$	Осадки	3×10^6
Всего	$2,1 \times 10^7$	Из почв	6×10^6
		Всего	$2,8 \times 10^7$

В последние 50–75 лет общая картина распределения и миграции фосфора в биосфере резко нарушена человеком. Вот слагаемые этого явления.

1. Мобилизация фосфора из агроруд и шлаков, производство и применение фосфорных удобрений.

2. Производство многочисленных фосфорсодержащих препаратов и их использование в быту.

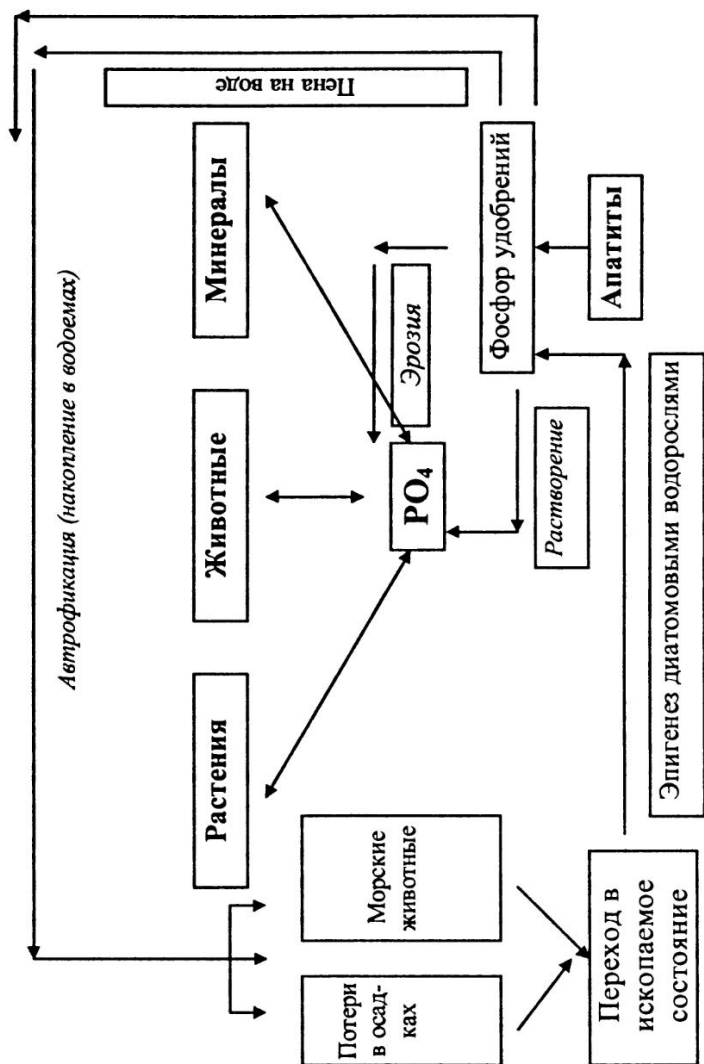


Рис. 13. Глобальный цикл фосфора в биосфере (по Duvigneaud, 1974)



3. Производство фосфорсодержащих ресурсов продовольствия и кормов, вывоз и потребление их в зонах концентрации населения и больших городов.

4. Развитие рыбного и китобойного промыслов, добыча морских моллюсков, водорослей влечет за собой перераспределение фосфора с океана на сушу.

В итоге наблюдается процесс фосфотизации суши. Процесс этот проявляется неравномерно. Увеличивается содержание фосфора в окружающей среде больших городов, индустриальных центров, и, наоборот, страны, экспортирующие органические продукты и не применяющие фосфорных удобрений, теряют запасы фосфора в своих почвах.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ СЕРЫ

Сера является одним из элементов, играющих важную роль в круговороте веществ биосферы. Она определяет важные биохимические процессы живой клетки, является компонентом питания растений и микрофлоры. Соединения серы участвуют в формировании химического состава почв, в значительных количествах находятся в подземных водах, а это, в свою очередь, играет решающую роль в процессах засоления почв.

Содержание серы в земной коре составляет $4,7 \times 10^{-2}\%$, в почве — $8,5 \times 10^{-2}\%$, в океане — $8,8 \times 10^{-2}\%$ (Виноградов, 1962; Ковда, 1985). Однако в засоленных почвах содержание серы может достигать значений, измеряемых целыми процентами. Сера имеет ряд изотопов, среди которых в природных соединениях наиболее распространены S^{32} (95,06%) и S^{34} (4,18%). В результате биогеохимических и биологических процессов происходит изменение в соотношении этих изотопов в сторону увеличения легкого изотопа в верхних гумусовых горизонтах почв. Это свидетельствует в пользу того, что интенсивный биологический круговорот серы в почвах охватывает только ее верхние слои.

Однако почвенно-грунтовые воды и подземные воды также принимают участие в биогеохимическом цикле серы. На это указывает сходство изотопного состава серы подземных, почвенно-грунтовых вод и воднорастворимых сульфатов из горизонта С сульфатно-содовых солончаков и свидетельствует об участии серы подземных вод в



формировании сульфатно-содового засоления. Таким образом, в засоленных почвах биогеохимический круговорот серы не ограничивается верхними гумусовыми горизонтами, а охватывает значительную толщу: 5–10 и более метров (Буйлов, Буйлова, 1976).

Промышленные процессы и перевозки серных отходов уносят в атмосферу большое количество серы. В отдельных случаях значительная концентрация серы в воздухе служит причиной нарушений в окружающей среде. Двуокись серы (точнее, ее присутствие в воздухе) поражает как высшие растения, так и лишайники, причем эпифитные лишайники могут служить индикаторами на повышенное содержание серы в воздухе, так как их чувствительность к появлению SO_2 в воздухе значительно выше. Связано это с тем, что лишайники впитывают (поглощают) влагу из атмосферы всем слоевищем. Именно поэтому концентрация серы в них быстро достигает предельно допустимый уровень и организмы погибают.

Однако, несмотря на признание важности роли серных соединений в функционировании биосферы, информации о биогеохимическом циркулировании серы и ее балансе недостаточно. Более подробно этот вопрос рассмотрели Дж. П. Френд (1976) и Ф. Я. Шипунов (1980).

Биогеохимический цикл серы состоит из четырех стадий (рис.14).

I. Усвоение минеральных соединений серы живыми организмами (растениями и бактериями) и включение серы в состав белков и аминокислот.

II. Превращение органической серы живыми организмами (животными и бактериями) в конечный продукт – H_2S .

III. Окисление минеральной серы живыми организмами (серобактериями, тионовыми бактериями) в процессе

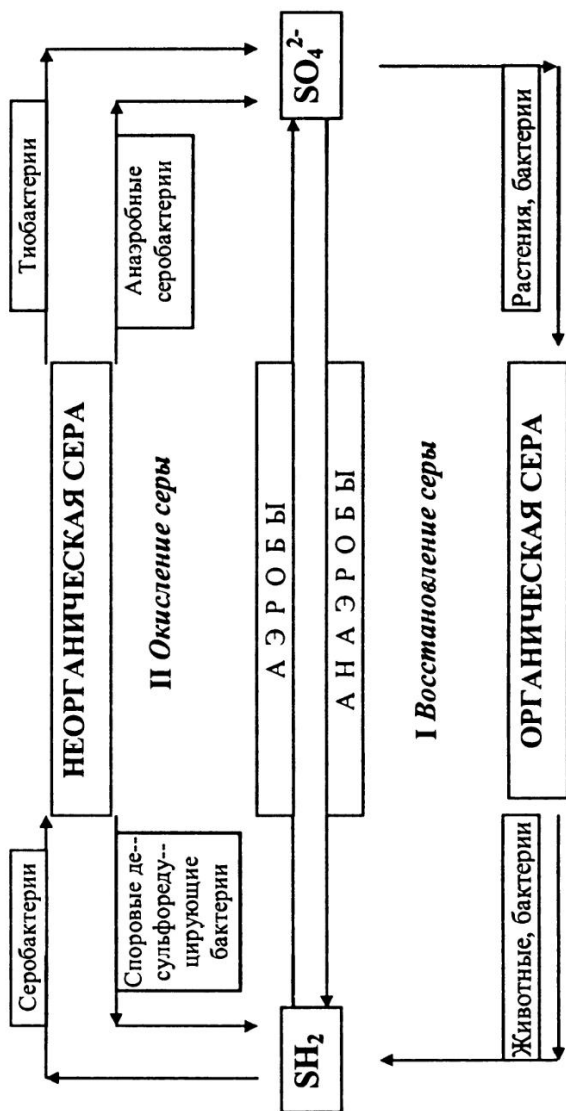


Рис. 14. Биогеохимический цикл серы (по Ф. Я. Шипулову, 1980): I – минерализации органической серы живыми организмами до H₂S; II – десульфификация



сульфатредукции. На этой стадии происходит окисление сероводорода, элементарной серы, ее тио- и тетра- соединений.

IV. Восстановление минеральной серы живыми организмами (бактериями) в процессе десульфофикации до H_2S .

Таким образом, важнейшим звеном всего биогеохимического цикла серы в биосфере является биогенное образование сероводорода. Биогеохимический цикл серы играет основную роль в общем круговороте этого элемента в биосфере. Приходные статьи баланса серы в общем круговороте следующие (Дж. П. Френд, 1976; цит. по Шипунову, 1980).

1. Дегазация земной коры – 12×10^{12} г/год.
2. Выветривание осадочных пород (пирит, гипс и др.) – 42×10^{12} г/год.
3. Антропогенные поступления серы в виде SO_2 – 65×10^{12} г/год.

Итого: 119×10^{12} г/год.

Уход серы за пределы биосферы в осадочные отложения в виде сульфидов и сульфатов – 100×10^{12} г/год.

Из этих данных видно, что антропогенное поступление серы в биосферу существенно изменяет круговорот этого элемента, а приход серы в биосферу превышает на современном этапе ее расход, как результат, в биосфере в целом наблюдается приход нециклической серы.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ КРЕМНЕЗЕМА

Кремний – второй по распространенности (после кислорода) в земной коре химический элемент. Его кларки: в земной коре – 29,5, в почве – 33, в океане – 5×10^{-5} . Кварц и силикаты составляют 87 % всей литосферы, однако, несмотря на широкую распространенность в природе, биогеохимические циклы кремния, особенно континентальный, изучены недостаточно.

Содержание кремнезема в водах современных рек и озер составляет 10–30 мг/л, в морской воде – 0,5–3 мг/л, то есть он в природных водах находится в виде резко ненасыщенного раствора. Это связано с тем, что кремний непрерывно поглощается из воды живыми организмами.

В. И. Вернадский считал, что никакой организм в биосфере не может существовать без кремния, необходимого для образования клеток и тканей растений и животных, их твердых скелетных частей. Живое вещество извлекает кремний из природных вод и почв для питания и функционирования биохимических процессов, высвобождая его затем с экскрементами и при отмирании. В результате отмирания миллиардов организмов огромные массы кремнезема откладываются на дне водоемов. Так формируется биогеохимический цикл кремния. Процесс этот длится на протяжении многих веков геологической истории Земли. В. И. Вернадский подчеркивал, что историю кремнезема нельзя понять без анализа результатов жизнедеятельности организмов.



Идеи В. И. Вернадского получили подтверждение в трудах его ученика и соратника Я. В. Самойлова – создателя биолитной теории происхождения осадков кремнезема, фосфоритов, известняков (1921, 1925). Н. М. Страхов (1966) доказал возможность биогенного и только биогенного извлечения SiO_2 из воды (раствора). Однако поступление растворенного SiO_2 с суши в мировой океан недостаточно для нормального развития фитопланктона. По оценке С. В. Бруевича (1953), его поступает в 250 раз меньше необходимого количества. Именно поэтому в умеренных и тропических широтах южного и северного полушарий в океане слабо развиты организмы с кремнистым скелетом. При существующей насыщенности вод SiO_2 для нормального функционирования фитопланктона диатомовых водорослей SiO_2 должен в течение года использоваться многократно (десятки и даже сотни раз). Из всей массы SiO_2 , продуцированного в поверхностном фотосинтезирующем слое, донных отложений достигает не более $1/10$ части, а нередко и только $1/50 - 1/100$ часть. Остальной кремнезем снова переходит в водорастворимое состояние. Причем, кремнезем преимущественно образует истинные молекулярные растворы, так как коллоидный кремнезем неустойчив. В дальнейшем SiO_2 из воды захватывается новыми поколениями диатомовых водорослей, кремнистых губок, радиолярий.

Тем не менее, доходящая до дна $1/10 - 1/100$ часть остатков скелетов диатомового планктона приводит к большим по масштабам накоплениям кремнеземистых осадков. Эта ветвь круговорота SiO_2 относительно статична, необратима, так как SiO_2 таким путем выводится из биогеохимического круговорота (рис. 15).

Важнее другая более динамичная ветвь круговорота, которая и является собственно циклической. Это тот



Рис. 15. Биогеохимический цикл кремнезема (по А. Г. Назарову, 1976)

SiO_2 , который многократно в году переходит из организмов фитопланктона в окружающую среду и обратно. При этих микроциклических переходах совершается и реально проявляется наиболее важная функция водного биогеохимического цикла SiO_2 . Это – функция энерго- и массо-переноса вещества из поверхностных в



глубинные зоны Мирового океана, так как вместе с Si концентрируются и переносятся в виде труднорастворимых соединений многие элементы. Впервые эту грандиозную функцию транспорта описал А. П. Лисицын (1974).

Вторая особенность биогеохимического цикла кремния в Мировом океане – его неразрывная связь с углеродом, т.е. биогеохимические циклы кремния и углерода должны для правильного понимания путей миграции изучаться совместно.

Таким образом, в гидросфере планеты существует гидробиогеохимический цикл миграции кремнезема. Он – часть глобального цикла, но, тем не менее, является достаточно самостоятельным.

Континентальная ветвь круговорота SiO_2 сложна и богата разнообразными трансформациями кремнийсодержащих соединений в природных ландшафтах, почвах, растительности, грунтовых водах (рис.15). Водная миграция кремнезема тесно связана с ландшафтно-геохимическими условиями: составом растительности и литологией подстилающих отложений. В реальных условиях ландшафта на пути миграции элементов часто возникают участки, где на коротком расстоянии резко меняются условия, представляющие собой геохимические и биологические барьеры. Именно здесь происходит значительное уменьшение концентрации химических элементов, в том числе и кремнезема, в воде. Так, например, А. Г. Назаров (1976) показал, что на пересохших участках развития ленточных ельников содержание кремнезема в воде р. Таденки (приток р. Оки) резко падает до 6–7 мг/л, так как ель, особенно в молодом возрасте, является концентратором кремнезема. Наибольшая концентрация этого элемента в водах р. Таденки была отмечена А. Г. Назаровым в ни-



зовьях (17–18 мг/л), где река проходит через полосу зрелых сосновых боров и где наблюдается биогенное поступление кремнезема с массой хвойного опада и с почвенными растворами.

Влияют на растворимость кремнезема и условия среды миграции. Подвижность кремнезема резко возрастает с увеличением рН среды, особенно в щелочном интервале. При рН 10–11 концентрация SiO_2 может достигать 200 мг/л. Сильно увеличивает растворимость аморфного кремнезема и повышение температуры. Сульфаты, бикарбонаты и карбонаты магния и кальция резко снижают растворимость кремнезема и вызывают его осаждение в виде силикатов щелочных земель или оксида. Однако в условиях сильно кислой реакции (рН 1–2) его растворимость также повышается.

Значительная часть SiO_2 суши расходуется на образование глинистых алюмосиликатных минералов типа монтмориллонита, иллита, каолинита. Не ясно, какие процессы преобладают при осаждении SiO_2 – биогеохимические или физико-химические. Мощным механизмом, приводящим в движение этот круговорот, является растительный покров суши, в котором широко распространены процессы образования кремнеземистых органогенных минералов биолитов. Под биолитами (фитолитами) понимают минералы, образующиеся в процессе жизнедеятельности внутри организма (рис. 16). Их роль в круговороте SiO_2 чрезвычайно велика, но изучена недостаточно. Отложения кремнезема широко распространены в растительных клетках, в основном они инкрустируют клеточные оболочки, но возможно образование биолитов кремнезема в вакуолях и цитоплазме. Больше всего биолитов кремнезема содержат злаки, осоки, хвои, папоротники, мхи, пальмы, хвоя сосен, елей, листья и кора

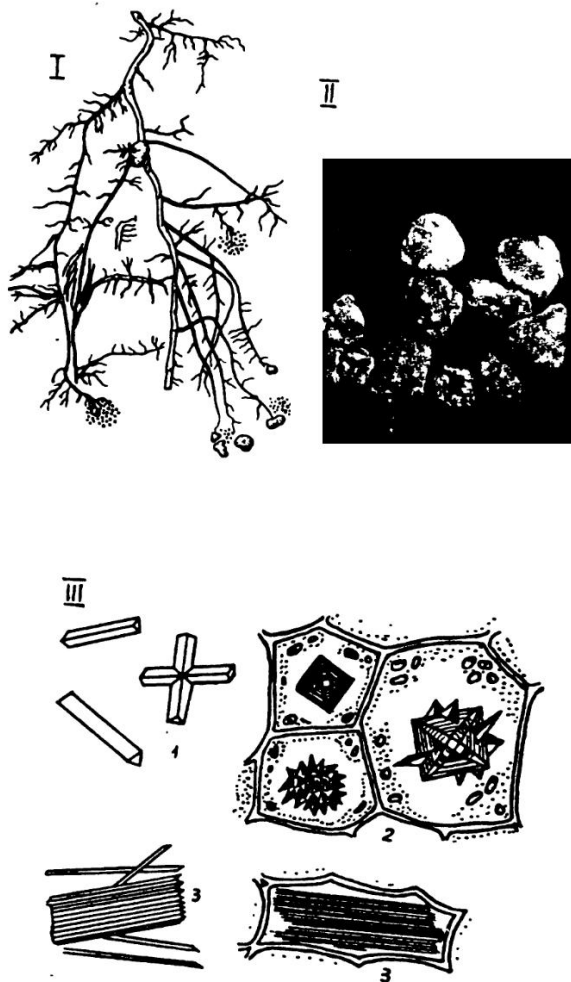


Рис. 16. Биолиты в почвах и растениях: I, II – образование кристаллов в ризосфере мочковатых корней сги в дерново-подзолистой почве (Лапинский разрез, Московская область); III – биогенные формы кристаллов в ризосфере мочковатых корней сги: 1 – индивидуальные кристаллы, 2 – друзы и сферолиты, 3 – рафиды (иглообразные кристаллы) (Назаров, 1976, 1983).



вяза, осины, дуба. Например, в золе ковылей содержание SiO_2 может достигать 80% (Парфенова, Ярилова, 1962). Причем, биолиты кремнезема способны формироваться в крупные скопления: в стволах бамбука немецкий ботаник Коль (Kohl, 1899; цит. по Назарову, 1976) обнаружил аморфные образования кремнезема, достигающие в длину 4 см, массой в 16 г. Генезис почвенной кремнекислоты в некоторых условиях напрямую связан с накоплением этого элемента живыми организмами. Наиболее яркий пример – образование солодей, кремнекислота которых во многом накапливается благодаря деятельности диатомовых водорослей (Тюрин, 1937; Базилевич и др., 1964). Известны и другие примеры. Наиболее активная роль в процессах аккумуляции подвижных соединений принадлежит сине-зеленым водорослям. В процессе их жизнедеятельности происходит «захват» железа, марганца, кремнезема с образованием биолитов кальция и кремнезема (Парфенова, 1950; Назаров, 1974). Соотношение процессов накопления и выноса биолитов в почвах и в ландшафтах, по-видимому, сдвинуто в сторону накопления. По крайней мере, для условий умеренной зоны. Так, Л. Е. Новоросова (1951) установила, что в ельнике возраста 50 лет из хвои поступает 6 тонн кремнезема на квадратный километр поверхности подзолистой почвы. Кислая реакция среды не способствует растворению и выносу SiO_2 из почвы и ландшафта, и это приводит к накоплению кремнезема в поверхностных горизонтах подзолистых почв. Таким образом, растительный покров суши, особенно хвойные леса, выступает как мощный механизм, перекачивающий массы кремнезема из горных пород, почв и природных вод, и возвращающий их снова в ландшафт в форме биолитов. Последние, будучи не стойкими в условиях, резко отличающихся по своим термодинамическим характеристикам



от тех, в которых они образовались (растительный организм), последовательно проходят стадии кристаллизации опала в мелкокристаллический халцедон и далее во вторичный кварц. Значительная часть кремнезема из биолитов включается в активную миграцию в почвенно-грунтовых водах в форме коллоидных и истинных растворов.

В круговороте кремнезема важное практическое значение имеют его токсические соединения, играющие решающую роль, например в развитии такого заболевания, как силикоз – результат воздействия на живые организмы аэрозолей SiO_2 . Однако они изучены до сих пор недостаточно.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ ЖЕЛЕЗА, АЛЮМИНИЯ И МАРГАНЦА

Педогеохимические циклы соединений железа и марганца в решающей степени зависят от условий увлажнения, реакции среды, аэрированности почвы, условий разложения органического вещества. Миграция алюминия в меньшей степени зависит от окислительно-восстановительных условий, так как он обладает постоянной валентностью. В то же время амфотерность этого элемента обеспечивает его зависимость от кислотно-основных условий среды: в сильно кислой среде он ведет себя как катион, а в сильно щелочной — образует анионные комплексы. В нейтральных и слабо щелочных водах степей и пустынь он почти не мигрирует, наиболее высока подвижность этого металла в сильно кислых водах вулканических районов и зон окисления сульфидов. Под защитой органических коллоидов алюминий мигрирует и в болотных водах. Тем не менее, интенсивность водной миграции алюминия в целом ниже, чем у железа и марганца, а его минералы более устойчивы.

Известно, что соединения железа, алюминия и марганца в почвах с промывным типом водного режима мигрируют в вертикальном направлении и образуют иллювиальные горизонты, обогащенные полуторными окислами и марганцем. К. Д. Глинка (1924), К. К. Гедройц (1926), А. А. Роде (1937), Г. Вигнер (1941), С. П. Ярков (1942) доказали, что миграция полуторных окислов в условиях промывного типа водного режима происходит



в виде высокодисперсных золь, стабилизированных кислым гумусом. При этом немаловажную роль играет создание анаэробной обстановки, обуславливающей образование соединений двухвалентного железа и марганца. Решающее значение имеют агрессивные фульвокислоты, разрушающие почвенные минералы и образующие с железом, алюминием и марганцем легкоподвижные комплексные соединения (Тюрин, 1949; Пономарева, 1949; Александрова, 1954). В результате, например, в глеево-подзолистых почвах за год на площади 1 м² может быть мобилизовано, перемещено и задержано от 150 до 2500 мг железа. В пересчете на 1 га это составляет от 1,5 до 25 тонн (Кауричев, Ноздрунова, 1958, цит. по: Ковда, 1973).

Соединения железа и марганца активно мигрируют и с боковым внутрипочвенным стоком, образуя скопления конкреций, пластов полуторных окислов в болотах, луговых и глеевых почвах, в мелководных озерах и лагунах. По склонам по ходу движения темно-окрашенных железисто-гумусовых вод нередко наблюдается образование грунтоводных латеритов. Все это свидетельствует о способности этих соединений мигрировать на очень большие расстояния. Осаждение железа в аккумулятивных ландшафтах происходит в виде бурого осадка карбонатов железа, окислов разной степени гидратированности, в виде фосфатов и гуматов. В степях и пустынях в условиях щелочной среды эти элементы мигрируют слабо.

В почвообразовании роли железа и марганца близки. Железо по кларку занимает 2-е место после алюминия среди металлов и 4-е среди всех элементов земной коры. Его кларк составляет 4,65. Содержание марганца в земной коре значительно ниже: 0,1%. Они занимают соседние места в периодической системе эле-



ментов Д. И. Менделеева, и имеют сходное строение электронных оболочек. Однако марганец в миграционном отношении более активен, так как значение рН, при котором из растворов выпадает в осадок $Mn(OH)_2$, выше, чем для $Fe(OH)_2$.

Железо и марганец активно вовлекаются в биологический круговорот, так как входят в состав многих ферментов. Железо участвует в образовании хлорофилла, его недостаток сказывается на интенсивности процессов фотосинтеза и проявляется заболеванием, которое называется хлороз. Марганец принимает участие в окислительно-восстановительных процессах: дыхании, фотосинтезе, в усвоении азота. У животных организмов и человека железо входит в состав гемоглобина крови. Кларк железа в живом веществе – 1×10^{-1} , кларк марганца – 9×10^{-3} . Миграция этих элементов возможна и в составе живого вещества. После отмирания организмов и их минерализации в почве часть этих элементов закрепляется в почве, другая же часть выносится в природные воды. Возвращаясь в почву, они начинают новый биогеохимический цикл (рис.17).

Биогеохимический цикл железа и марганца в значительной степени осложняется техногенными процессами, причем, несмотря на значительно более высокое содержание железа в земной коре, технофильность этих элементов примерно равна: $T_{Fe} = (3,1 \times 10^8): 4,65 = 6,6 \times 10^7$; $T_{Mn} = (6,0 \times 10^6): 0,1 = 6,0 \times 10^7$, что объясняется высоким кларком железа в земной коре.

Участие алюминия в биологическом круговороте ограничено и на сегодня изучено слабо. Хотя в земной коре это самый распространенный металл (его кларк – 8,05), биофильность у него низкая, кларк живого вещества всего 5×10^{-3} . Слабая подвижность алюминия определяет остаточное (за счет выноса более подвижных

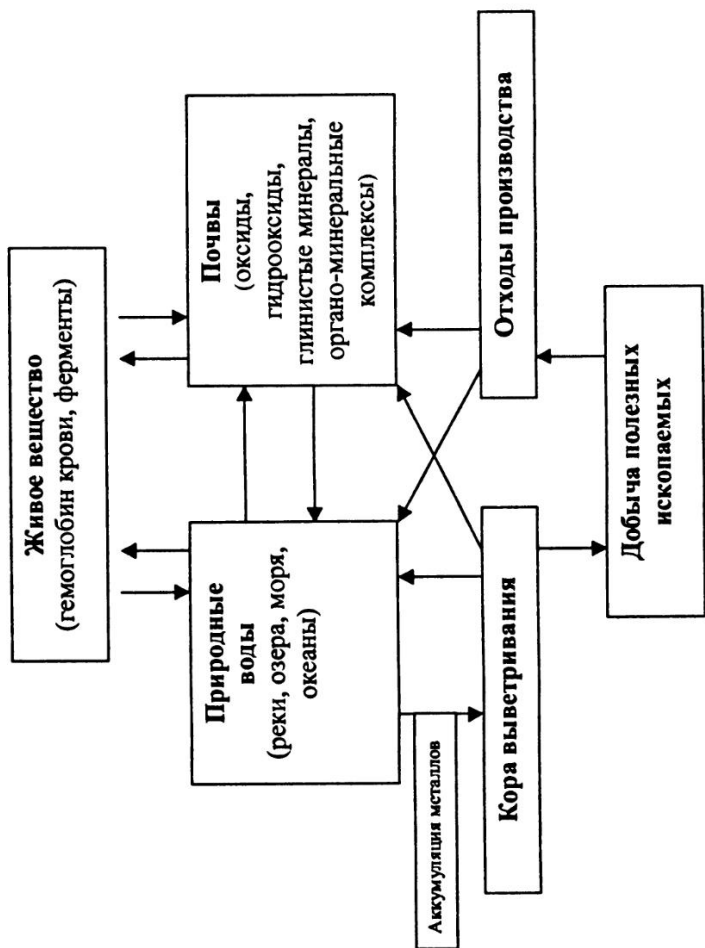


Рис. 17. Схема круговорота железа, алюминия, марганца



элементов) накопление его гидрооксидов в коре выветривания влажных тропиков и образование бокситов.

В ноосфере алюминий играет исключительно важную роль, но технофильность его почти в 100 раз ниже, чем у железа.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ КАЛЬЦИЯ

Кларк кальция в литосфере составляет 2,96 %. Кальциевые силикаты неустойчивы в зоне гипергенеза и при выветривании горных пород разрушаются в первую очередь. Поэтому кальций активно вовлечен в процессы геологического круговорота веществ.

Кальций обладает относительно высокой миграционной способностью, во многом определяемой особенностями климата. В гумидных условиях при активном развитии в почвах процесса выщелачивания он выносится в реки, озера, моря. Здесь кальций активно потребляется морскими организмами и накапливается после их отмирания в виде карбонатных отложений. В аридном и супераридном климате кальций выпадает из растворов в виде карбонатов, формируя мощные толщи карбонатных пород и иллювиально-карбонатные горизонты в почвах.

Кальций играет важную роль в процессах почвообразования, он входит в состав почвенно-поглощающего комплекса, участвует в обменных реакциях почвенного раствора, обуславливая высокую буферную способность почв в кислом интервале среды. Гуматы кальция играют также важную роль в формировании структуры почвы, во многом обеспечивая ее водопрочность (Хан, 1969). Кроме того, кальций активно участвует в процессах осаждения полуторных окислов, марганца, нередко образуя конкреционные образования совместно с этими элементами и кремнеземом.



В почвах кислого ряда, характеризующихся значительным проявлением процесса выщелачивания, наблюдается явление биогенного накопления кальция в подстилке и аккумулятивных поверхностных горизонтах. Обусловлено это той важной ролью, которую выполняет кальций в растительных организмах. Он входит в группу элементов-биофилов (Ферсман, 1934), т.е. таких элементов, которые обязательно входят в состав живого вещества и без которых существование организмов невозможно. Поэтому кальций активно участвует в биологическом круговороте: на территории Европейской части СНГ растительным покровом вовлекается в биологический круговорот 12,8 млн. т кальция в год (Ивлев, 1986).

Размеры вовлечения кальция в биологический круговорот очень сильно различаются в разных природных зонах. Так, лесостепной растительностью (широколиственной и травянистой) ежегодно потребляется, по данным Т. И. Евдокимовой с соавторами (1976), 100 кг/га кальция, а тундровой растительностью – только 8,6 кг/га. В наибольшем количестве он требуется разнотравно-типчаковой растительности степей. Подсчитано, что в доисторический период его потребление с приростом составляло 137 кг/га в год. Весь этот кальций возвращался в почву с растительным опадом, т.е. малый биологический круговорот кальция носил почти замкнутый характер. В настоящее время ситуация коренным образом изменилась, растительность полей выносит ежегодно только 30–50 кг/га кальция, но большая его часть отчуждается с урожаем (рис. 18).

Но нарушение биогеохимического круговорота кальция в настоящее время происходит не только и не столько за счет отчуждения части его с сельскохозяйственной продукцией, но и за счет использования карбонатных пород в строительстве, сельском хозяйстве (известкование почв), металлургической промышленности.

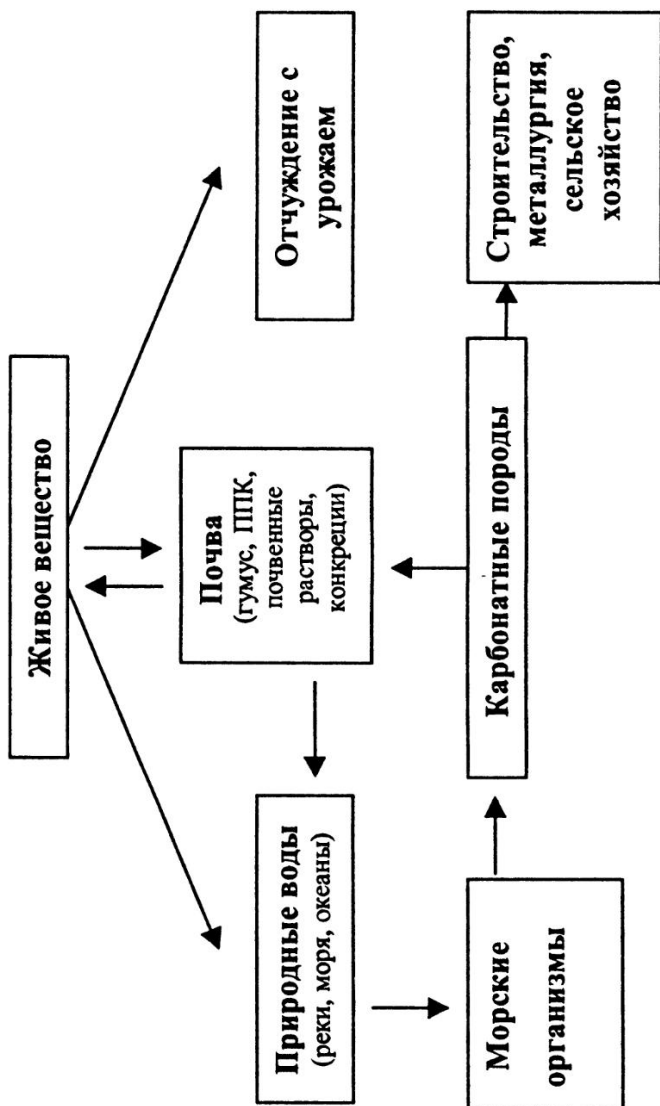


Рис. 18. Биогеохимический цикл кальция

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ НАТРИЯ

Кларк натрия в литосфере 2,46%, в живом веществе — 0,008%. Это свидетельствует о низком потреблении натрия живым веществом, тем не менее, в малых количествах он необходим всем живым организмам, поэтому его вовлеченность в биологические круговороты весьма существенна. Однако в условиях влажного климата натрий легко выходит из биологического круговорота и выносятся с жидким стоком за пределы ландшафта. В результате наблюдается общее обеднение последнего натрием. Содержание натрия в растительных организмах обычно очень низкое, но дефицитность его для них не отмечена. Животные организмы нуждаются в повышенных количествах этого элемента, так как он влияет на деятельность сердечно-сосудистой системы и почек. Поэтому доказана необходимость подкормки животных поваренной солью.

В сухом климате натрий концентрируется в грунтовых и озерных водах, в результате испарительного барьера накапливается в солончаковых почвах. Соответственно и растительность галофитных сообществ характеризуется высокой концентрацией натрия: до 8%.

Тем не менее, роль биологического круговорота в геохимической истории натрия сравнительно не велика. Зато очень значительна его водная миграция. По особенностям миграции в биосфере натрий весьма схож с хлором. Он образует легкорастворимые соли, поэтому



накапливается в Мировом океане, участвует в атмосферной миграции. Однако катионная природа натрия обусловила существенные отличия в этом процессе. Прежде всего, основной источник подвижного натрия в биосфере – выветривающиеся изверженные породы, а не вулканизм (как у хлора), поэтому и коэффициент водной миграции натрия в десятки и сотни раз ниже, чем у хлора. Концентрация натрия в океанических водах – 1,035%, т.е. это типичный талассофил¹.

Техногенез внес существенные коррективы в биогеохимические пути миграции натрия. Основное значение имеет добыча поваренной соли, а также соды, мирабилита. Такое явление, как орошение земель в засушливых регионах, также влияет на характер биогеохимических циклов натрия.

¹ Талассофильность характеризуется величиной отношения кларка концентрации элемента в океане относительно кларка в земной коре. Элементы с высокой талассофильностью надолго задерживаются в океане, с низкой – быстро его покидают. Талассофильность хлора равна 111, натрия – 0,42.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ КАЛИЯ

Кларк калия в земной коре составляет 2,89%. Суммарно в гранитной оболочке Земли, осадочной толще, океане и т.д. содержится $236,7 \times 10^{15}$ тонн. Большая часть калия в ходе гипергенной перестройки кристаллохимических структур силикатов остается в составе вторичных глинистых минералов, поэтому калий прочнее удерживается в пределах Мировой суши, чем кальций и натрий. И все же частичное высвобождение ионов калия происходит, и они активно вовлекаются в биологические круговороты.

Обусловлено это тем, что калий играет важную роль в жизни живых организмов. Он принимает участие в фотосинтезе, влияет на углеводный и белковый обмен, усиливает образование сахаров в листьях и передвижение их в другие органы. Кроме того, калий улучшает поступление воды в клетки растений и понижает процесс испарения, тем самым увеличивая устойчивость растений к засухе. Недостаток калия в почве приводит к значительному снижению урожайности растений. Именно поэтому кларк калия в живом веществе такой же высокий, как у азота: он составляет 0,3%. В сухом веществе некоторых видов растительных организмов содержание калия значительно выше. Так, много калия накапливают морские водоросли (до 5,2%; Боуэн, 1966).

В биологический круговорот на суше вовлекается ежегодно около $1,8 \times 10^9$ тонн (Добровольский, 1998).



Освобождающаяся из системы биологического круговорота на суше масса калия частично задерживается в мертвом органическом веществе и сорбируется минеральной частью почвы, частично вовлекается в водную миграцию. Концентрация калия в мертвом органическом веществе колеблется в пределах 0,1–0,2%, т.е. часть калия, связанная в мертвом органическом веществе педосферы, составляет $(3-6) \times 10^9$ тонн.

Ежегодно с континентальным водным стоком в океан поступает более 61×10^6 тонн калия в виде свободных ионов и 283×10^6 тонн – в составе взвесей. Калий активно мигрирует в системе поверхность океана – атмосфера в составе аэрозоля: средняя концентрация элемента в океанических атмосферных осадках над океаном 0,15%. Концентрация калия в континентальных атмосферных осадках заметно выше, в среднем 0,7%. Значительное количество элемента переносится пылью с суши в океан: если принять концентрацию калия в пыли равной его концентрации в глинистых отложениях, то, по оценке В. В. Добровольского (1998), эта величина составит 43×10^6 тонн в год.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ МАГНИЯ

Кларк магния в земной коре 1,87%, но распределение его очень неоднородно: если в ультраосновных породах его концентрация составляет 25,9%, то в основных – 4,5%, в кислых – 0,3%. По размеру ион Mg^{2+} такой же, как у никеля, близок к железу и кобальту. Поэтому наблюдается изоморфизм Mg^{2+} с Fe^{2+} и Ni^{2+} , он входит в состав оливинов и пироксенов.

В то же время магний накапливается в океане и соляных озерах и по миграционной способности он приближается к таким элементам, как натрий и калий. Обусловлено это хорошей растворимостью хлоридов и сульфатов магния. В отличие от других щелочных и щелочноземельных элементов благодаря малому размеру ионного радиуса он легко входит в кристаллическую решетку глинистых минералов, образуя магнезиальные силикаты и алюмосиликаты.

Магний – биофильный элемент. Его кларк в живом веществе 0,02. Магний входит в состав хлорофилла, который при его недостатке разрушается. Растение реагирует на это явление оттоком хлорофилла из старых листьев к молодым. Передвижение пигмента идет по жилкам листа, поэтому они долгое время остаются зелеными, в то время как межжилковые участки листа желтеют. Известны и болезни животных организмов, связанные с нарушением магниевых обмена. Тем не менее биофильность магния ниже, чем у калия и кальция.



В гумидных ландшафтах магний выщелачивается из почв, хотя по сравнению с кальцием его подвижность ниже. Обусловлено это наличием нескольких геохимических барьеров. Во-первых, он активно используется живым веществом; во вторых, так же как и калий, входит в кристаллические решетки вторичных силикатов, и, наконец, поглощается сорбционным путем глинистыми коллоидами и гумусом. В то же время значительная часть магния выносится с жидким стоком, и в грунтовых и речных водах магний стоит на втором месте после кальция.

В аридных ландшафтах на распределение магния влияет высокая растворимость его хлоридов и сульфатов. В результате наблюдается накопление этих солей на испарительных барьерах и формирование солончаков.

Кларк магния в океане 0,13%. Его талассофильность (0,07) значительно выше, чем у кальция, бария, стронция, но ниже, чем у натрия. В океан магний попадает из выветривающихся горных пород, и масштабы этого поступления в прошлом были весьма значительны. По расчетам В. М. Гольдшмидта, за время геологической истории материка поставили 12,6 г магния на каждый килограмм океанической воды. Однако содержание магния в современной океанической воде составляет всего 1,3 г. Это обусловлено многократным участием одного и того же атома в большом геологическом круговороте, отложении доломитов и других осадочных пород и т.д. Миграция магния за геологическую историю существенно изменилась: если в докембрийских известняках Русской платформы как в среднем содержится 12,6% магния, то в современных – только 1%. Снизилось содержание этого элемента и в глинистых минералах. Образование доломитов в открытых морях прекратилось еще в конце палеозоя. В настоящее время



доломит осаждается только в некоторых озерах, причины этого не ясны.

Технофильность магния значительно ниже, чем у кальция и натрия. До начала XX столетия использовались только соединения магния, такие как доломит, магнезит. И только в последние время в промышленности стали применять сплавы, содержащие металлический магний. Однако говорить о каком-либо значительном влиянии техногенеза на биогеохимические циклы магния не приходится. Только в обедненных магнием ландшафтах наблюдается некоторое его накопление за счет внесения магниевых удобрений, известкования с применением доломита.

В целом для биогеохимических циклов щелочных и щелочноземельных металлов характерна незамкнутость глобальных годовых циклов. В результате наблюдается интенсивная аккумуляция этих элементов в осадках Мирового океана: до 99% Ca, 98% K, свыше 60% Na сосредоточено в осадочных породах (Добровольский, 1998).

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ

В. И. Вернадский писал в 1944 году: «Лик планеты – биосфера – химически резко меняется человеком сознательно и, главным образом, бессознательно». Современные промышленные процессы связаны с выбросом в атмосферу, почвы и воды огромных количеств токсических веществ. Одни из них – биоциды – прямо поступают в окружающую среду при сельскохозяйственном использовании. Другие – тяжелые металлы, нефть, продукты сгорания нефти и нефтепродуктов, оксиды азота, серы, углерода – входят в биосферу в виде отходов машиностроения, транспорта, теплофикации, энергетики, строительства и т.д. Многие из этих токсикантов различными путями попадают в пищевые цепи экосистем. Концентрация того или иного токсиканта доходит до уровня, приводящего к заболеваниям населения и даже к летальным исходам. Связано это со стремительным ростом урбанизированных территорий после 60-х годов нашего столетия. Это привело к заметному нарушению закономерностей концентрации и перераспределения тяжелых металлов в компонентах природных ландшафтов. Например, за последние 20 лет на территории нашей страны возникло около 250 городов, причем значительная их часть – малые города с населением 10–25 тыс. человек. Такие города в определенной степени создают своеобразный геохимический фон урбанизированного ландшафта и в значительной степени определяют



уровни концентрации тяжелых металлов в природной среде.

Наиболее значительные изменения происходят на локальном уровне. С 1974 года подразделения Управлений по гидрометеорологии проводят наблюдения за загрязнением почв ингредиентами промышленного производства вокруг крупных центров цветной и черной металлургии, химической и нефтехимической промышленности, машиностроения, энергетики. Сравнение данных, полученных за десятилетие (1978–1988), показало, что за пределами промышленных и санитарно-защитных зон не отмечено существенного приращения массовых долей металлов в почвах. С учетом этого обстоятельства 166 городов страны, почвы которых обследованы наиболее полно, были ранжированы Ю. К. Вертинским, В. Г. Козьминой, А. М. Лишановой (1992) по суммарному показателю загрязнения почв металлами, утвержденному Минздравом СССР в 1987 году. Этот показатель рассчитывают по следующей формуле:

$$Z_c = \sum_i Kc_i - (n-1),$$

где n – число определяемых металлов;

Kc_i – коэффициент концентрации металла, который определяется отношением содержания металла в почве к фоновому содержанию металла.

По величине суммарного показателя загрязнения, рассчитанного по средним величинам содержания элемента в зоне обследования, 3 % городов отнесены к чрезвычайно опасной категории загрязнения почв (Z_c больше 128), 6 % – к опасной ($Z_c = 32 - 128$), 7% – к умеренно опасной ($Z_c = 16 - 32$) и 84 % – к допустимой категории загрязнения (Z_c меньше 16). В 1-ю категорию



попали Чимкент, Усть-Каменогорск, Ревда, Мончегорск, Белово. Однако в городах, отнесенных к допустимой категории загрязнения, имеются локальные участки, отнесенные к чрезвычайно опасной категории загрязнения, и с учетом этого факта только 42,7% городов попадают в категорию, где вся территория отнесена к допустимому уровню загрязнения.

Многочисленными опытами установлено, что особо токсичными являются следующие 9 элементов: Cr, As, Ni, Sb, Pb, Mo, Cd, Hg, Ta.

Польские ученые (Zimni, Zukowska-Wieszcek, Danuta, Noeakowski, 1982) провели ранжирование тяжелых металлов по потенциалу загрязнения на 4 группы. К группе элементов с очень высоким потенциалом загрязнения отнесены: Cd, Hg, Pb, Cu, Tl, Sn, Cr, Sb, Ag, Au.

К группе элементов с высоким потенциалом загрязнения относятся: Bi, U, Mo, Ba, Mn, Ti, Fe, Se, Te. К группе элементов со средним потенциалом загрязнения относятся: F, Be, V, Rb, Ni, Co, As, Li, Ge, In, B, Br, I, Cs, W, Al. Элементы со слабым потенциалом загрязнения: Sr, Zr, La, Nb.

Как видно, из первой группы (с очень высоким потенциалом загрязнения) 4 металла – Pb, Hg, Cd, Cr – дают наиболее токсичные соединения.

Поэтому необходимы регулярные режимные наблюдения за источниками поступлений наиболее опасных элементов в почвы, за уровнем содержания их в почвах, продуктах питания, питьевых водах и сопоставление почвенно-геохимических карт с данными о здоровье, смертности, болезнях населения. В известной степени каждый крупный город является причиной возникновения крупных биогеохимических аномалий, опасных для человека. Например, только экскреты человека в Токио составляют около 1 млн. тонн в год. Районы г. Токио и обширные прилегающие пространства загрязнены огром-



ным числом разнообразных соединений, многие из которых являются вредными.

По расчетам Глазовского (1976), сжигание угля, нефти, газа, применение удобрений, перевозка и потребление зерна, мяса, леса, отбросы разного рода приводят к тому, что в расчете на 1 км² поверхности техногенное давление в среднем для азота колеблется от 5 до 15, для серы – от 3 до 28 т/год. Огромных величин достигает техногенное давление железа. Так, в странах Западной Европы техногенное давление железа составляло в начале 70-х годов 100 – 477 т/км². При этом, кроме аномально высоких концентраций в окружающей среде соединений железа, азота, и серы, растет концентрация их спутников – соединений углерода, хлора, фосфора, кремния, а также многочисленных микроэлементов и следовых элементов (ртуть, свинец, и кадмий – три наиболее опасных при накоплении в почвах и водах металла, а также Mn, As, F, Co, Ni, Zn, Cu, Mo, W, Cr).

Общеизвестно накопление свинца и цинка в зонах напряженного автотранспорта, вдоль автострад, и в индустриальных центрах. Почвы сельской местности содержат свинца в 10–20 раз меньше, чем почвы городских районов. Однако в научной литературе встречаются сведения, противоречащие этим данным. Так, Л. П. Капелькина (1992) приводит данные по распределению свинца в почвах Санкт-Петербурга, свидетельствующие о наиболее высоком содержании свинца в почвах парков и садов старой части города (Марсового поля, например), в то время как вдоль автомагистралей содержание свинца оказалось гораздо ниже. Капелькина связывает это явление с высокой способностью свинца накапливаться в органическом веществе почв. В то же время почвы вдоль автомагистралей в этой зоне



характеризуются низкой емкостью катионного обмена и низким содержанием гумуса (табл. 33).

Таблица 33

Физико-химические свойства и содержание свинца в почвах Санкт-Петербурга (Капелькина, 1992)

Место отбора проб	Глубина отбора, см	pH водн.	Гумус, %	ЕКО, мг-экв/100 г	Свинец, мг/кг почвы
Парки, сады, скверы	0 – 5	6,3 – 7,5	5,04 – 11,26	20 – 38	62 – 316
	5 – 20	6,1 – 7,8	4,28 – 11,49	16 – 20	75 – 440
Магистралей	0 – 5	6,1 – 8,4	3,46 – 9,60	12 – 30	63 – 204
	5 – 20	7,0 – 8,7	3,70 – 9,77	14 – 26	57 – 271

Имеет значение и то, что почвы вдоль автомагистралей характеризуются облегченным гранулометрическим составом (за счет посыпания дорог песком в зимнее время года). Характерно, что свинец обнаруживается в значительных количествах и в глубоких почвенных горизонтах. Так, на глубине 120–140 см было обнаружено от 20 до 62 мг на кг почвы свинца, в то время как среднее содержание свинца в почвах (по Виноградову) составляет 10 мг на кг почвы.

Доступность тяжелых металлов растениям – не постоянна. Она варьирует от одного вида растений к другому, зависит от почвенных и климатических условий. У каждого вида растений концентрации тяжелых металлов могут варьировать в различных частях и органах, а также в зависимости от возраста растений.

К почвенным факторам, значительно влияющим на доступность тяжелых металлов, относятся: гранулометрический состав, реакция среды почвы, содержание органического вещества, катионнообменная способность и дренаж.



Гранулометрический состав почв оказывает прямое влияние на закрепление ТМ и их высвобождение, в более тяжелых почвах меньшая опасность возможной адсорбции растениями избыточного (токсичного) количества ТМ.

РН почвы. С повышением рН почвенного раствора возрастает вероятность образования нерастворимых гидроксидов и карбонатов. Существует единое мнение, что для снижения до минимума доступности токсичного металла в почве необходимо поддерживать рН не ниже 6,5. Влияет рН и на устойчивость (стабильность) соединений металлов с органическим веществом, например, с фульвокислотами стабильность комплексов убывает в рядах:

при рН 3,0: $\text{Cu} > \text{Ni} > \text{Co} > \text{Pb} > \text{Ca} > \text{Zn} > \text{Mn} > \text{Mg}$;

при рН 4,0: $\text{Ni} > \text{Co} > \text{Pb} > \text{Cu} > \text{Zn} > \text{Mn} > \text{Ca} > \text{Mg}$.

Содержание органического вещества. Металлы могут образовывать сложные комплексные соединения с органическим веществом почвы, и поэтому в почвах с высоким содержанием гумуса они менее доступны для поглощения растениями.

Обменная емкость катионов. Зависит в основном от содержания и минералогического состава глинистой части почв и содержания органического вещества. Чем выше обменная емкость катионов, тем больше удерживающая способность почв по отношению к ТМ.

Дренаж почв. Избыток воды в почве способствует появлению в ней металлов с низкой валентностью в более растворимой форме.

Веществами-индикаторами стресса окружающей среды наряду с другими тяжелыми металлами являются приоритетные загрязнители биосферы – ртуть, свинец, кадмий, цинк, медь. Увеличение их концентрации в воде, почве, в воздухе и биоте является прямым показателем



опасности для животных и человека. Ниже приведены особенности биогеохимических циклов этих металлов.

Ртуть

Кларк ртути в земной коре низок: $4,5 \times 10^{-6} \%$. Ртуть в природе встречается как в форме металла, так и в форме киновари (сульфида ртути). Ее содержание в гранитоидном слое суши составляет 224×10^9 (В. В. Добровольский, 1983). В биосфере он не концентрируется, и организмы не приспособились к повышенным концентрациям этого металла в среде. Неорганические соединения ртути применяются в настоящее время гораздо меньше, чем органические производные. Именно они являются токсикологически опасными, так как входят в земные и водные пищевые цепи. Хроническое отравление ртутью получило название *меркуриализма*. Начиная с 1953 года, это явление было зарегистрировано в ряде стран и получило громкий общественный резонанс, так как были даже летальные исходы. Трагические события отравления рыбой, пойманной в Токийском заливе, куда спускались отходы промышленного производства пластмасс, наблюдались в Японии (болезнь Минамата). В Ираке, Гватемале, Гане, Пакистане были отмечены отравления зерновыми продуктами, в которые ртуть попадала из фунгицидов, содержащих метилртуть.

В организмах животных и человека этот металл идентифицируются как метилртуть – наиболее токсичное из органических соединений ртути. В природе имеет место процесс перехода неорганической двухвалентной ртути в ее органические производные типа $R - Hg - x$, где R – органический радикал, x – органическое или неорганическое вещество, содержащее диссоциированный атом. Этот переход получил название «биологическая метилизация».



Процесс биологической трансформации неорганической ртути в метиловую ртуть происходит в природе в анаэробных условиях в гуще органического вещества донных осадков морских и пресных водоемов:

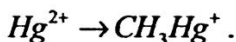


Схема биологической метилизации ртути в водной среде включает превращение ртути промышленных стоков в донных осадках, поглощение с водой и планктоном рыбами, разложение под влиянием ультрафиолетовых лучей и переход в атмосферу (рис. 19). Образующаяся диметилртуть слабо растворима в воде и испаряется в атмосферу. Атмосферная циркуляция ртути носит двоякий характер. С одной стороны, воздушные массы и осадки переносят неорганическую ртуть от промышленных источников, с другой стороны, — диметилртуть, образуемую в органическом веществе водоемов и испаряемую в атмосферу с последующим образованием монометилртути.

Таким путем ртуть может выпадать с осадками в районах, весьма отдаленных от места образования. По пищевым цепям ртуть попадает в организм человека (рис. 20, 21).

При отравлениях ртутью наблюдаются поражения слизистых оболочек пищеварительного тракта, почек, печени, мозга, возбуждение, а потом угнетение центральной нервной системы, падение кровяного давления, потеря зрения, слуха, расстройство вестибулярного аппарата.

Время биологического полураспада ртути в организме человека составляет примерно 75 дней, в рыбе и моллюсках — 200 дней, т.е. ранние симптомы отравления отсутствуют, и с течением времени болезнь не проходит.

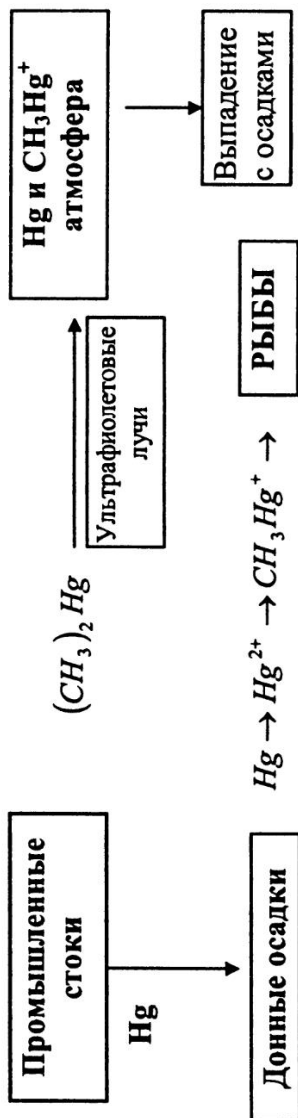


Рис. 19. Биологическая метилизация ртути в воде (Акопов, Ивашевская, Корженко, 1980)

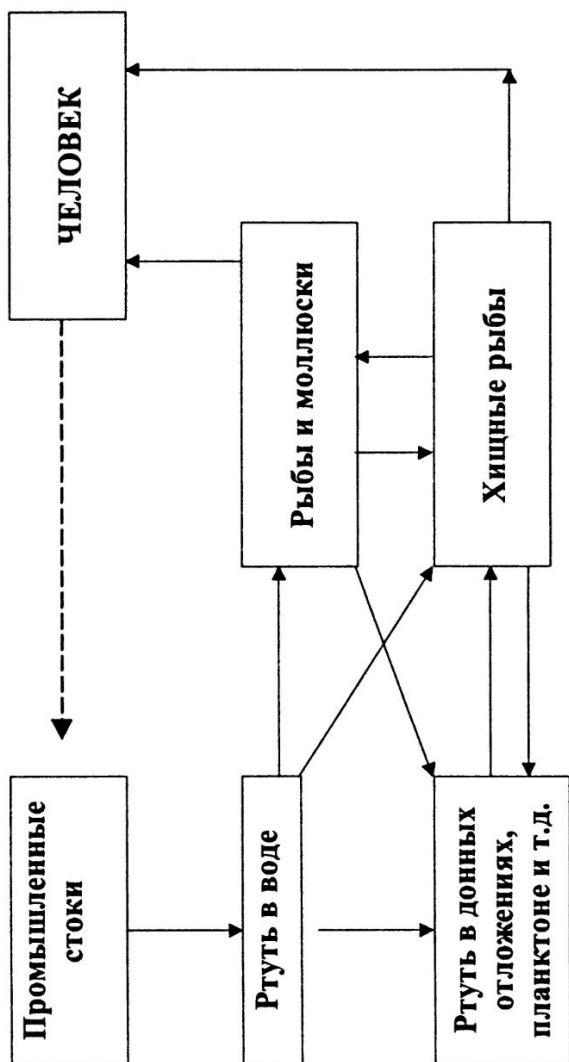


Рис. 20. Пищевые цепи ртути, обусловленные промышленными стоками, содержащими ртутные соединения (по Акопову и др., 1980)

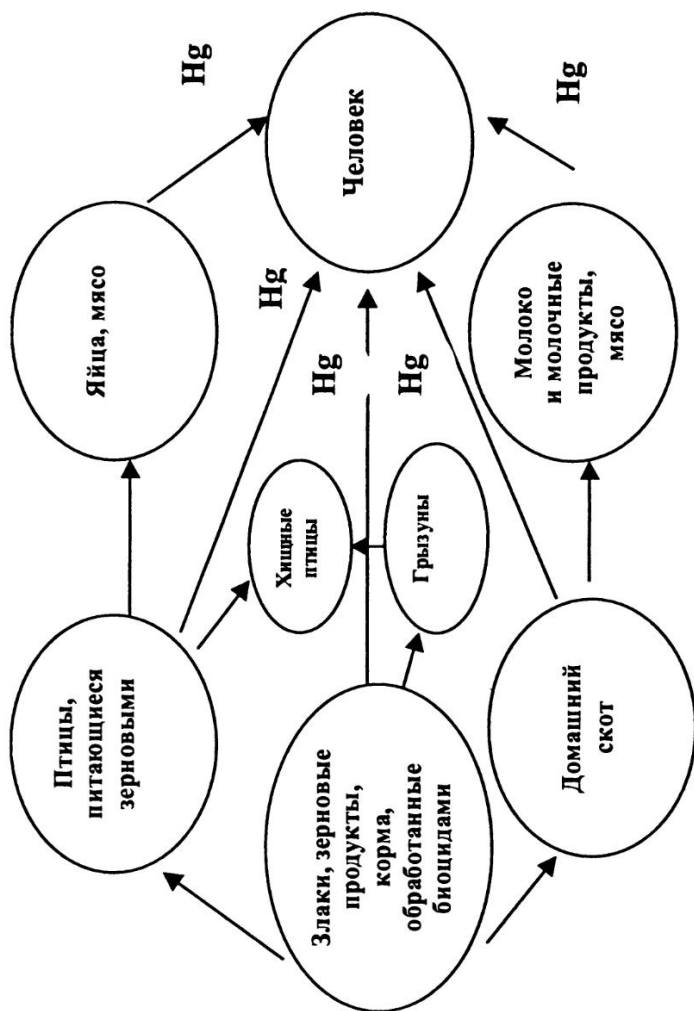


Рис. 21. Пищевые цепи, обусловленные применением органических производных ртути в сельском хозяйстве (по Аколову и др., 1980)



Ртуть – классический пример естественного компонента окружающей среды, который становится загрязнителем благодаря человеку (рис. 22).

Сложность проблемы мониторинга загрязнения ртутью состоит в том, что разница между естественным содержанием ртути и токсичным уровнем очень мала: ПДК ртути, например в почве, составляет всего 2 мг/кг.

Свинец

Кларк свинца в земной коре $1,6 \times 10^{-3} \%$. Содержание свинца в гранитоидном слое суши по В.В. Добровольскому (1983) составляет 108864×10^9 тонн. Известно около 80 минералов-сульфидов свинца. Его мало в живом веществе – $1 \times 10^{-4} \%$, в морской воде – $3 \times 10^{-9} \%$. В атмосферу свинец попадает преимущественно в результате производственной деятельности человека, здесь он находится в виде конденсационных аэрозолей. Естественный уровень свинца в атмосфере 5×10^{-4} мг/м³. В промышленных районах его содержание в воздухе в 10 000 раз больше. Важным компонентом биогеохимического круговорота свинца является, как и в круговороте ртути, атмосферно-гидросферный перенос. Основные источники поступления свинца в окружающую среду – металлургическая промышленность, продукты сгорания угля и плавок, выхлопные газы автомобилей (последние содержат тетраэтилсвинец, поэтому почвы вдоль автострад обычно в значительной степени загрязнены свинцом). Значительное количество свинца попадает в почву вместе со сточными водами, используемыми в качестве удобрений, с биоцидами, содержащими арсенат свинца. Свинец выпадает на почву и в сухом виде, что говорит о сильном загрязнении в приземном слое тропосферы. Частицы свинца размером до 40 мкм в диаметре выпадают на

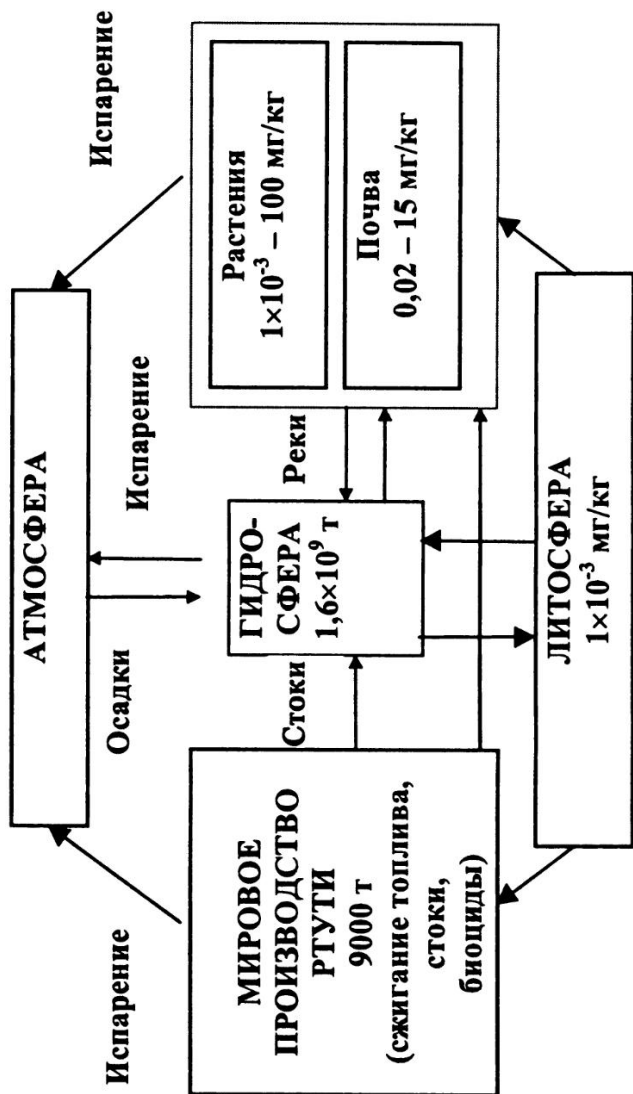


Рис. 22. Биогеохимический цикл ртути (по Акопову и др., 1980)



землю вблизи источника загрязнения, более мелкие переносятся на большие расстояния, особенно это касается частиц размером менее 5 мкм в диаметре. Доля выпадений свинца с осадками – 11–38 %.

Свинец ядовит для большинства животных и человека, причем низшие организмы менее чувствительны к нему, чем высшие. В человеческий организм свинец попадает главным образом через легкие, а также с водой и пищей. Период биологического полураспада свинца в теле человека несколько лет. Отравление свинцом имеет следующие клинические симптомы: анемия, повышенная утомляемость, поражение желудочно-кишечного тракта, болезни печени и почек. Свинец отлагается в печени, почках, костях, ногтях, волосах.

Таким образом, в круговороте свинца, как и в круговороте ртути, наблюдается процесс превращения естественного компонента природной среды в загрязнитель.

Цинк

Геохимия цинка и свинца имеет много общего. Кларк цинка в земной коре составляет $8,3 \times 10^{-3}$, но, как и свинец, цинк очень неравномерно распределен в породах. Если в основных породах его кларк равен $1,3 \times 10^{-2}$, то в кислых – 6×10^{-3} . В изверженных породах цинк находится в виде тонко рассеянного сульфида, а также как изоморфная примесь в слюдах, амфиболах. Важнейший минерал цинка – сфалерит. Цинк энергично мигрирует в гидротермальных водах, образует в них различные комплексы и соосаждается вместе со свинцом, серебром и другими халькофилами, образуя различные сульфиды (полиметаллические руды). В этих свинцово-цинковых рудах аккумуляровано более 20×10^6 тонн цинка, но это составляет всего 0,001% массы цинка, находящегося в



рассеянном состоянии в километровой толще гранитного слоя земли (Добровольский, 1998).

Однако роль цинка и свинца в живом веществе различается очень существенно. Физиологическая роль свинца незначительна, он захватывается живыми организмами попутно с другими рассеянными элементами. Цинк – один из главных биофильных микроэлементов, он входит в состав нескольких ферментов и поэтому участвует в белковом, углеводном, липоидном, фосфорном обмене веществ. В его отсутствии или недостатке нарушается биосинтез витаминов (аскорбиновой кислоты, вит. В₁) и ростовых веществ – ауксинов. Кларк цинка в живом веществе равен 2×10^{-3} . Коэффициент биологического поглощения цинка в 12 раз выше, чем у свинца. К тому же известны организмы-концентраторы цинка, в золе которых его содержание достигает 10–17% от массы. Большая часть цинка в растениях сосредоточена в легко разрушающихся тканях и быстро удаляется из растения (в отличие от свинца).

В почвах наблюдается биогенная аккумуляция цинка. В среднем концентрация цинка в перегнойно-аккумулятивном слое почв составляет 48–50 мкг/г. Большая часть цинка находится в комплексах с органическим веществом почвы или сорбировано пленками гидрооксидов железа. В кислых кислородных и глеевых водах многие соединения цинка растворимы, поэтому глобальный коэффициент водной миграции цинка выше 3, а свинца только 0,5. В нейтральных и щелочных условиях цинк малоподвижен, т.к. рН выпадения гидрооксида цинка в осадок – 6,8. Однако при дальнейшем повышении рН цинк снова переходит в раствор за счет образования солей цинковой кислоты – цинкатов. На сероводородном барьере цинк накапливается в виде практически нерастворимого сульфида.



Наконец, цинк активно участвует в массообмене между сушей и тропосферой. По данным У. Бофора (1975, цит. по Добровольскому, 1998), цинк выделяется лиственной деревьев в составе терпенов. Некоторое количество цинка поступает в атмосферу с пылью, а также при вулканических извержениях и в результате выделения летучих органических соединений бактериями в ходе биометилизации.

В океане основная масса цинка представлена водорастворимыми неорганическими соединениями. Средняя концентрация растворенных форм цинка в океане около 5 мкг/л, масса – $6,8 \times 10^9$ т. Примерно третья часть растворенного цинка, приносимого с речным стоком, осаждается на контакте суша – океан. Здесь же осаждается 90% цинка, находящегося в реках во взвешенном состоянии (Лисицын, 1983).

В составе фотосинтезирующих организмов океана цинка содержится значительно меньше, чем в растительности суши. Но короткие жизненные циклы планктона обуславливают быструю воспроизводимость биомассы и высокую биопродуктивность океана. Как следствие, в годовой оборот с фотосинтезирующим органическим веществом океана оказываются вовлеченными огромные массы цинка, значительно превышающие его количество в растительности суши.

В ноосфере проблемы геохимии цинка весьма разнообразны. Это и геохимические поиски месторождений цинка, и загрязнение среды, и производство удобрений. Технофильность цинка достаточно высока – 5×10^8 , но все же ниже, чем у железа и марганца.



Медь

В земной коре кларк меди составляет $4,3 \times 10^{-3}\%$. Явно прослеживается приуроченность меди к основным породам: в среднем ее содержание в них заметно выше – $1 \times 10^{-2}\%$. Поливалентность меди обуславливает большое влияние на ее миграцию окислительно-восстановительных условий. Важную роль в концентрации меди играют восстановительные барьеры, причем особенно труднорастворимы сульфиды меди, поэтому с осаждением этого металла сероводородом связаны крупные месторождения медных руд. Главные рудные минералы – халькопирит (CuFeS_2), ковеллин (CuS). Медь легко сорбируется отрицательно заряженными коллоидами, что также ограничивает ее миграцию.

В поверхностных водах медь мигрирует с глинистыми частицами, возможна и коллоидная миграция. Наиболее интенсивно медь мигрирует в сернокислых водах зоны окисления сульфидных руд. Такая миграция, однако, непродолжительна. При нейтрализации кислых вод на щелочных барьерах осаждаются вторичные минералы меди, она сорбируется глинами, гумусом, кремнеземом, оксидами марганца. Образуются ареалы с повышенным содержанием меди в континентальных отложениях, почвах, растениях.

Медь играет очень важную роль в жизни растений. Обусловлено это тем, что этот элемент входит в состав многих ферментов, в отсутствии или недостаточном количестве которых нарушается большинство физиологических процессов: дыхание, фотосинтез, углеводный и белковый обмен веществ. Медь участвует в регулировании водного баланса растений, поэтому при ее недостатке растения теряют тургор, листья поникают, несмотря на достаточное количество воды в почве. Чаще всего



страдают от недостатка меди растения на вновь освоенных торфяниках и осушенных заболоченных почвах. Биофильность меди обуславливает биогенный характер ее накопления в аккумулятивно-перегнойных горизонтах почв. Кларк меди в живом веществе – $3,2 \times 10^{-4} \%$. Известны организмы-концентраторы меди (моллюски, пауки, чайный куст). В местах с повышенными концентрациями меди появляются растения, обогащенные этим элементом, крупные размеры приобретают моллюски и другие животные с голубой кровью¹. Многие животные и растения от избытка меди испытывают интоксикацию. Формирование вокруг месторождений меди ореолов в почвах, природных водах, растительности позволяет использовать литохимические, гидрогеохимические, биогеохимические методы для поиска медных руд.

Значительно слабее медь мигрирует в гумидных ландшафтах со слабокислыми водами – таежных, тропических. Происходит выщелачивание меди из почв, и нередко наблюдаются эндемии, связанные с недостатком меди в среде. Здесь рекомендуют вносить медьсодержащие удобрения, вводить медь в рацион животных.

В степях и пустынях медь малоподвижна. Это связано как с характером увлажнения, так и с условиями рН: в щелочной среде медь не мигрирует.

В морских водах медь не накапливается, так как сравнительно быстро происходит ее осаждение в сероводородных илах.

Медь – металл, давно освоенный цивилизацией, его технофильность очень высока – 1×10^9 .

¹ У многих беспозвоночных – моллюсков, пауков, красящий пигмент крови – гемоцианин – содержит медь, кровь при этом окрашена в голубой цвет.



Кадмий

Кларк кадмия в земной коре $1,8 \times 10^{-5}\%$. В биосфере известно три кадмий содержащих минерала, но все они не образуют рудных скоплений, а встречаются лишь как спутники цинка в цинковых и полиметаллических рудах. В природе кадмий обнаруживается в виде мелких частиц в районе плавильных предприятий, с которых попадает в атмосферу, почву, воду. Из них он поступает в растения, водоросли, поглощается рыбами и т.д.

Кларк в живом веществе низок – $2 \times 10^{-7}\%$, но отдельные организмы, например моллюски, концентрируют этот элемент: в золе улиток содержание кадмия может достигать 0,04%.

Загрязнение почв во многом определяется реакцией среды и преобладающим в растворе анионом: в щелочных условиях интенсивно поглощаются кадмий и кобальт, в кислой среде преимущественно сорбируются свинец, медь, цинк (табл. 34).

Технофильность кадмия примерно такая же, как и у других приоритетных загрязнителей – 1×10^9 , добывается он из цинковых концентратов. Этот металл вошел в число опасных загрязнителей биосферы, несмотря на невысокое мировое производство его (около 14 000 тонн в год). Связано это с очень высоким кумулятивным коэффициентом кадмия в человеческом организме. Отравления кадмием отмечены в Японии (итаи-итаи) и в других странах.

Все соединения кадмия независимо от их агрегатного состояния (пыль, дым, туман, пары) – токсичны. При отравлении кадмием поражаются прежде всего сердечная мышца, органы дыхания, в легких образуются опухоли. Сильные отравления вызывают паралич центральной нервной системы. Первые симптомы отравления –



Таблица 34

Поглощение тяжелых металлов почвой как функция анионов и pH, % от исходного количества (Quirk, Posner, 1975; цит. по Ковде, 1985)

Катион	Анион	pH среды							
		4,7	5,2	5,5	5,9	6,4	7,2	7,5	8,0
Cu	NO ₃	9	44	76	89	—	—	—	—
	Cl	17	55	75	90	—	—	—	—
Pb	NO ₃	—	29	38	63	—	—	—	—
	Cl	—	43	56	75	—	—	—	—
Zn	NO ₃	—	—	—	11	19	61	—	—
	Cl	—	—	—	13	22	68	—	—
Cd	NO ₃	—	—	—	—	11	27	41	—
	Cl	—	—	—	—	23	44	53	—
Co	NO ₃	—	—	—	—	—	39	54	78
	Cl	—	—	—	—	—	39	54	78

потеря аппетита и нарушение сна. Удаление кадмия из организма происходит чрезвычайно медленно — 20–30 лет. Максимальное количество кадмия накапливается в печени и в коре надпочечников. Основные звенья пищевых цепей — продукты и питьевая вода.

Источниками загрязнения кадмия являются добыча и металлургия цинка, электронная и полупроводниковая промышленность, производство красок, электротехническая промышленность и суперфосфатные удобрения. Соотношение между естественным геохимическим и антропогенным циклами кадмия до конца не ясно.

Загрязнение почв и вод тяжелыми металлами и другими опасными токсикантами ставит перед нами множество задач, важнейшими из которых являются следующие:

- разработка предельно допустимых концентраций ТМ и других токсикантов в почвах;
- разработка новых методов анализа, адаптированных к высоким концентрациям загрязнителей в почве;



- классификация антропогенных почв, в том числе измененных в результате загрязнения.

Регулирующая роль педосферы обеспечивает высокую устойчивость биосферы по отношению к поступлению дополнительных масс тяжелых металлов при техногенном загрязнении. Однако современные промышленные процессы связаны с выбросом в атмосферу, почву и воду огромных количеств токсичных веществ. Одни из них, например биоциды, прямо попадают в окружающую среду при сельскохозяйственном использовании. Другие – тяжелые металлы, нефть и продукты сгорания ее производных, окислы азота, серы, углерода – входят в биосферу в виде отходов человеческой деятельности. Многие из этих токсикантов различными путями попадают в пищевые цепи экосистем, конечным звеном которых является организм человека. Концентрация тех или иных токсикантов достигает до критических уровней, приводящих к заболеваниям населения, а нередко и к летальным исходам. В связи с этим стоит проблема предельно допустимых концентраций токсикантов в биосфере: в почвах, водах, растениях, продуктах питания. Проблема эта чрезвычайно трудная и в настоящее время далека от разрешения. Так, для рассмотренных приоритетных загрязнителей значения ПДК по разным источникам разнятся в несколько раз (табл. 35).

Проблеме нормирования посвящены многочисленные работы М. А. Глазовской, И. Г. Важенина, Н. Г. Зырина, А. И. Обухова, Д. Л. Пинского, В. А. Большакова и др. исследователей. Однако, в этом вопросе наименее изученными остаются почвы, что обусловлено сложностью объекта, его гетерогенностью и биокосным характером.

Предельно допустимый уровень состояния почв, по определению М. А. Глазовской (1976), это тот уровень,



Таблица 35

Предельно допустимые концентрации тяжелых металлов в почве (общее содержание, мг/кг)

Элемент	Литературный источник		
	Методические указания по оценке степени опасности загрязнения почвы химическими веществами (Минздрав СССР, 1987)	Kloke A. Richtwerte'80../Mitt/VDLUFA, 1980	Tietjen C. /Land as a waste managment alternative. Publishers. inc., 1976
Ртуть	2,1	2	5
Свинец	32	100	100
Кадмий	—	3	5

при котором начинают изменяться количество и качество вновь создаваемого живого вещества, т.е. биологической продукции. При этом загрязненные почвы прямо или косвенно негативно влияют на сопредельные среды. Для обоснования предельно допустимого уровня состояния почв предложены показатели, которые определяются экспериментально. Это показатели изменения количества и качества биологической продукции, транслокационный показатель, характеризующий переход загрязняющих веществ из почв в растения, миграционный (водный, воздушный) и микробиологический показатели (разнообразие видов, ферментативная активность, азотфиксация, нитрификация и т.д.). На основании экспериментальных исследований для минимально низкой концентрации тяжелого металла определяется критический (самый чувствительный) показатель, характеризующий ущерб или экологические последствия, и по этому показателю устанавливается критический уровень концентрации элемента. Критический показатель меняется как в



качественном, так и в количественном выражении в зависимости от конкретной почвенно-геохимической ситуации и устойчивости почв к загрязнению.

Почвенно-климатические и соответственно почвенно-геохимические условия нашей страны столь различны, что одна и та же доза ТМ в разных почвенно-геохимических условиях может привести к различному ущербу и разным экологическим последствиям. Отсюда не реален и бесперспективен поиск единых предельно допустимых (ПДК) тяжелых металлов для всех почвенно-геохимических условий, тем более что ПДК еще не гарантирует почвы от загрязнения тяжелыми металлами. Это неоднократно подчеркивал в своих работах А. И. Обухов (1980, 1992). Между тем, сам А. И. Обухов много лет занимался проблемой разработки ПДК тяжелых металлов в почвах, так как считал, что эти показатели необходимы для наиболее крупных классификационных групп почв со сходной устойчивостью к загрязнению. На первом этапе это могут быть почвы двух наиболее распространенных геохимических ассоциаций (Глазовская):

- 1) слабокислые и кислые;
- 2) нейтральные и карбонатные.

Причем необходимо интерпретировать эти величины ПДК не как жесткие нормативы, а как достаточно лабильные показатели, установленные и принятые на данном этапе развития науки. По мнению А. И. Обухова, существующие ПДК тяжелых металлов в почвах, утвержденные Минздравом СССР, в реальной практике использовать нельзя, так как они разрабатывались без учета свойств почв и трансформации соединений тяжелых металлов в почвах во времени. Эксперименты по разработке этих ПДК проводили на песчаных почвах при внесении в них хорошо растворимых солей тяжелых металлов и явно недостаточном времени инкубации почв



с этими солями. При крайне низкой поглотительной способности песчаных почв, кислой реакции и небольшом периоде инкубации, что не обеспечивало установления равновесия между твердой фазой почв и почвенным раствором, ожидать получения надежных результатов по ПДК тяжелых металлов в почвах вряд ли было возможным.

В свое время большое количество экспериментов по выявлению ПДК различных тяжелых металлов в почвах проводили в МГУ на кафедре химии почв под руководством профессора Н. Г. Зырина. На почвах важнейших типов, подтипов и разновидностей была проведена большая серия вегетационных опытов с использованием различных форм соединений тяжелых металлов и выращиванием различных по устойчивости к ним сельскохозяйственных культур. Как в полевых условиях, так и в вегетационных опытах изучали микробиологические показатели. Все это позволило выявить наиболее критический показатель и по нему ПДК тяжелых металлов в почвах. Для ассоциации почв с кислой и слабокислой реакцией таким показателем чаще всего был переход металла в растения. Именно растения – тот интегральный биотест, который в достаточно чувствительной форме реагирует на все почвенно-геохимические изменения, потребляя и накапливая то или иное количество тяжелых металлов.

Для продуктов питания и кормов имеются соответствующие санитарно-гигиенические нормы по тяжелым металлам. Но чувствительность сельскохозяйственных культур к ним различна, поэтому для получения ПДК тяжелых металлов в почвах брали показатели, полученные для культур, как правило, с повышенным потреблением тяжелых металлов при различном сельскохозяйственном использовании почв (зеленые овощи, салат,



кукуруза). Таким образом, в почвах создавали своеобразный «запас прочности» ПДК тяжелых металлов в почвах.

В зависимости от дозы металла и величины получаемого ущерба, А. И. Обухов (1992) предложил классификацию почв по загрязнению (табл. 36, 37).

Таблица 36

Классификация почв по содержанию и степени загрязнения ТМ (мг/кг воздушно-сухой почвы, общее содержание для почв с кислой и слабокислой реакцией)

Уровни содержания и загрязнения	Свинец	Кадмий	Цинк	Медь	Никель	Ртуть
Содержание						
Очень низкое	< 5	< 0,05	< 15	< 5	< 10	< 0,05
Низкое	5 – 10	0,05 – 0,10	15 – 30	5 – 15	10 – 20	0,05 – 0,10
Среднее	10 – 35	0,10 – 0,25	30 – 70	15 – 50	20 – 50	0,10 – 0,25
Повышенное	35 – 70	0,25 – 0,50	70 – 100	50 – 80	50 – 70	0,25 – 0,50
Высокое	70 – 100	0,50 – 1,00	100 – 150	80 – 100	70 – 100	0,50 – 1,00
Загрязнение						
Слабое	100 – 150	1 – 2	150 – 200	100 – 150	100 – 150	1 – 2
Среднее	150 – 500	2 – 5	200 – 500	150 – 250	150 – 300	2 – 5
Высокое	500 – 1000	5 – 10	500 – 1000	250 – 500	300 – 600	5 – 10
Очень высокое	> 1000	> 10	> 1000	> 500	> 600	> 10



Таблица 37

Классификация почв по содержанию и степени загрязнения подвижных форм соединений ТМ (мг/кг воздушно-сухой почвы, ацетатно-аммонийная вытяжка, рН 4,8)

Уровни содержания и загрязнения	Свинец	Кадмий	Цинк	Медь	Кобальт	Никель
Содержание						
Очень низкое	< 0,2	< 0,02	< 1,0	< 0,2	< 0,1	< 0,2
Низкое	0,2 – 0,5	0,02–0,05	1 – 2	0,2 – 0,5	0,1–0,2	0,2 – 0,50
Среднее	0,5 – 1,5	0,05–0,10	3 – 5	0,5 – 1,5	0,2 – 0,5	0,5 – 1,5
Высокое	1,5 – 5,0	0,10–0,50	5 – 20	1,5 – 5,0	0,5 – 3,0	1,5 – 5,0
Загрязнение						
Слабое	5 – 10	0,5 – 1,0	20 – 50	5 – 10	3 – 5	5 – 10
Среднее	10 – 50	1,0 – 3,0	50 – 100	10 – 50	5 – 25	10 – 50
Высокое	50 – 100	3 – 5	100 – 200	50 – 100	25 – 50	50 – 100
Очень высокое	> 100	> 5	> 200	> 100	> 50	> 100

При низком уровне загрязнения (ПДК ТМ в почвах) имеет место только накопление ТМ в продукции сверх установленных нормативов (ПДК ТМ для пищевых продуктов). При среднем уровне загрязнения высокочувствительные культуры уменьшали массу на 10–20%. При высоком уровне загрязнения чувствительные культуры (например, салат) практически погибали, а более устойчивые (зерновые) снижали биомассу на 50–80%



или не давали зерна (Обухов, 1980; 1982). При очень высоком уровне загрязнения почв ТМ погибали не только чувствительные культуры, но и более устойчивые зерновые, кукуруза.

В ходе этих исследований было установлено также, что подвижные формы соединений ТМ – более интегральный и более чувствительный показатель загрязнения почв, чем их валовое содержание.

Аналогичные исследования проводили в Почвенном институте им. В.В. Докучаева под руководством В. А. Большакова (табл. 38). Анализируя данные в табл. 36–38, можно прийти к выводу, что до настоящего времени нет единства в разработке ПДК даже у нас в стране.

Таблица 38

Группировка почв по содержанию в пахотном слое подвижных форм ТМ (ацетатно-аммонийная вытяжка, рН – 4,8). В. А. Большаков, Т. И. Борисочкина, Н. М. Красова (1992)

Градация содержания микроразлементов	Марганец	Медь, мг/кг	Цинк
<i>Незагрязненные почвы</i>			
Низкий уровень	< 40	< 1	< 10
Повышенный уровень	40 – 65	1 – 5	10 – 40
<i>Загрязненные почвы</i>			
Слабое загрязнение	65 – 90	5 – 25	40 – 65
Среднее загрязнение	90 – 115	25 – 50	65 – 90
Сильное загрязнение	> 115	> 50	> 90

Если сравнить с зарубежными исследованиями в этой области, то можно убедиться, что предлагаемые нашими учеными и зарубежными исследователями ПДК тяжелых



металлов в почвах разнятся. Так, F. L. Вryan (1975) дает такие величины ПДК по валовым формам тяжелых металлов: свинец – 100 мг/кг, кадмий – 5, цинк – 300, медь – 100, кобальт – 50, никель – 100 мг/кг.

Для правильной оценки степени загрязнения почв ТМ необходимо иметь точку отсчета, т.е. знать их нативное (фоновое) содержание. В настоящее время по некоторым металлам не имеется достаточно надежных данных об их фоновом содержании. Приводимые разными исследователями результаты по фоновому содержанию тяжелых металлов для почв различаются иногда в 5–10 раз. Кроме этого, существует по ряду элементов несогласованность между их фоновым содержанием в почвах и ПДК. Так, для хрома среднее фоновое содержание в почве установлено 100 мг/кг, ПДК – 50 мг/кг. Существующие несоответствия еще разительнее при сравнении ПДК элементов с пределами колебаний их содержания в главнейших типах почв. При колебании фонового содержания свинца от 2 до 200 мг/кг ПДК составляет 30 мг/кг. Таким образом, на ПДК для некоторых металлов просто нельзя ориентироваться. В 1995 году Госкомсанэпиднадзором России выпущены Гигиенические нормативы ГН 2.1.7.020-94 «Ориентировочно допустимые концентрации (ОДК) тяжелых металлов и мышьяка в почвах» (Дополнение №1 к перечню ПДК и ОДК № 6229-91) с учетом некоторых физико-химических свойств почв, что значительно облегчает решение вопроса нормирования ТМ в почвах. Данные ОДК необходимы для установления научно обоснованных ПДК ТМ в различных почвах. Однако они разработаны только для **шести элементов** и представляют фиксированные значения, хотя более достоверны были бы интервалы колебаний этих величин, так как для почв с их многообразием



физико-химических свойств установить единое значение ПДК практически невозможно.

Среди факторов, мешающих поиску единой концентрации токсического элемента, которую можно было бы принять за ПДК, необходимо назвать буферность почв, формы существования элементов в почвах и неодинаковое содержание одних и тех же форм.

В целом для того, чтобы решить проблему нормирования воздействия того или иного токсиканта, необходимо иметь систему взаимосвязанных показателей: предельно допустимые количества поступления вещества на единицу площади, ПДК в почве, атмосфере, почвенно-грунтовых водах, растительном покрове.

Таким образом, все рассмотренные биогеохимические циклы элементов имеют специфические особенности, но между ними есть и общее (рис. 23).

В приведенной общей схеме биогеохимического круговорота веществ наглядно отражена роль почвы как регулятора движения масс химических элементов, и в частности тяжелых металлов. В ходе трансформации органического вещества металлы, поступившие в почву, с одной стороны, входят в состав легкоподвижных комплексов, с другой, – прочно закрепляются компонентами почвенного гумуса. Наиболее прочно закрепляются ртуть, свинец, менее прочно – медь, совсем слабо – цинк и кадмий.

Помимо глобальных климатических условий в миграции и аккумуляции химических элементов большая роль принадлежит условиям реакции среды, окислительно-восстановительной обстановке, деятельности человека.

Малые биологические круговороты веществ выглядят как замкнутые и обратимые циклы. Это прежде всего относится к круговоротам O, C, N, P, S, H, K. В.А. Ковда (1973) акцентировал внимание на кажущемся характере



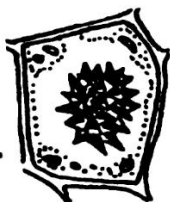
Рис. 23. Общая схема биогеохимического круговорота веществ

этой замкнутости и обратимости циклических процессов. На самом деле они носят необратимый характер, что обусловлено несколькими причинами. Во-первых, часть химических элементов непрерывно выключается из биологических круговоротов, увлекается геохимическими потоками в океан или внутриконтинентальные депрессии. Это прежде всего Cl, Na, значительная часть C, S, Mg, Ca, чем и объясняется тот факт, что концентрация солей в Мировом океане за время его существования непрерывно возрастала.

Во-вторых, необратимый характер носит постепенное накопление кислорода и медленное уменьшение содержания углекислоты в атмосфере.



В-третьих, в истории биогеохимического круговорота необратимый характер имеет образование биогенных осадков CaCO_3 , SiO_2 , R_2O_3 , глин. Необратимый характер имело и изменение окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий в земной коре после того, как появилась жизнь на Земле и сложились биологические круговороты. Это привело к изменению условий миграции соединений железа, марганца, азота, серы, фосфора. Сформировались месторождения угля, нефти, битумов, торфа, горючих сланцев, сапропеля.



Глава 9

НООСФЕРА. ТЕХНОГЕННАЯ МИГРАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ

Понятие о ноосфере

Отличительные признаки ноосферы

Техногенная миграция элементов (техногенез)

Специфические показатели техногенеза: технофильность, деструктивная активность элемента, техногенное геохимическое давление, модуль техногенного геохимического давления.

Техногенные геохимические аномалии: глобальные, региональные, локальные

Классификация техногенных аномалий: литохимические, гидрогеохимические, атмогеохимические, биогеохимические аномалии

Техногенные ореолы и потоки рассеяния

Техногенные геохимические барьеры

Пути оптимизации перехода биосферы в ноосферу

Типы ландшафтов ноосферы. Агроландшафты

ПОНЯТИЕ О НООСФЕРЕ

В 1922–1923 гг. на лекциях в Сорбонне В. И. Вернадский обосновал биогеохимические явления как основу биосферы. Приняв за исходное биогеохимическую основу биосферы, французский математик и философ Е. Ле-Руа в своих лекциях в Коллеж де Франс в Париже в 1927 году ввел понятие ноосферы как современной стадии, геологически переживаемой биосферой. Что же такое ноосфера? *Ноосфера – новое геологическое явление на нашей планете, когда **главной геологической силой становится человек***. Силой своего разума и труда, для того чтобы обеспечить свое существование, человек перестраивает область своей жизни. В результате в XX веке все более резко химически и биологически меняются прибрежные части морей и океана. И человек должен прилагать все больше усилий (умственных и трудовых) для того, чтобы сохранить для грядущих поколений морские богатства. Но человеком производятся не только никогда не существовавшие в природе минеральные вещества (например, самородный алюминий, выплавляемый в настоящее время в огромных количествах) и синтезируются все новые и новые органические соединения, но и создаются новые виды и расы животных, растений, бактерий. Ноосфера, как считал В. И. Вернадский, последнее из многих состояний эволюции биосферы в геологической истории. Ход этого процесса только начинает выясняться.



В. И. Вернадский подчеркивал, что деятельность человека имеет как положительные, так и отрицательные последствия. К числу негативных проявлений нарушения экологического равновесия в природных процессах относятся:

1. Химическое загрязнение компонентов биосферы.
2. Опасность неконтролируемого, неуправляемого использования атомной энергии.

Однако В. И. Вернадский выражал твердую уверенность в том, что человечество рано или поздно осознает пагубность неконтролируемого вмешательства в природные процессы и неизбежно встанет на прогрессивный путь развития.

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ПРИЗНАКИ НООСФЕРЫ. ТЕХНОГЕНЕЗ

Таким образом, ноосфера – особый этап развития планеты, особая ее оболочка, в которой проявляется деятельность человеческого общества. Геохимическую деятельность человечества А. Е. Ферсман назвал **техногенезом**. Ноосфере свойственны и механическая, и физико-химическая, и биогенная миграция, но не они определяют ее своеобразие. Главную роль играет техногенная миграция. Этап геологической истории, когда техногенез стал важным геохимическим фактором, В. А. Зубков предложил называть **техногеем**. Этап этот начался примерно 8000 лет назад, но только в XX веке техногенез стал главным геохимическим фактором на поверхности Земли. Ежегодно добывается около 100 млрд. тонн минерального сырья и каустобиолитов, горные породы перемещаются в ходе горных и строительных работ. В результате происходит, по выражению В. А. Ковды, «диспергирование и эолизация вещества суши», которые ведут к возрастанию геохимической роли поверхностной энергии и сорбции.

Таким образом, первое существенное отличие ноосферы от биосферы – огромное ускорение миграции.

Процессы техногенеза можно разбить на 2 группы. *Первая группа* процессов унаследована от биосферы. К ней относятся:

- 1) биологический круговорот;
- 2) круговорот воды;



- 3) рассеяние элементов;
- 4) распыление вещества.

При изучении этих процессов в техногенезе используются понятия и методы, разработанные для анализа природных процессов.

Техногенные процессы *второй группы* находятся в резком противоречии с природными условиями. Так, характерное для ноосферы металлическое состояние Fe, Ni, Cr, V и многих других элементов не свойственно природе, не соответствует физико-химическим условиям земной коры. Человек здесь уменьшает энтропию, ему приходится тратить много энергии, чтобы получить и содержать данные элементы в свободном состоянии. В ноосфере все больше изготавливают химических соединений, никогда раньше не существовавших и обладающих свойствами, неизвестными у природных материалов (это искусственные полимеры, лекарства, лаки, краски, сплавы и т.д.).

Новым для биосферы является и производство атомной энергии, радиоактивных изотопов, сверхчистых веществ.

Для характеристики процессов II группы вводятся новые понятия и подходы к исследованиям. Специфическими показателями техногенеза являются *технофильность, деструктивная активность элемента, техногенное геохимическое давление, модуль техногенного геохимического давления*.

Технофильность. Количество добываемых элементов далеко не одинаково, так же как и неодинаково их содержание в земной коре. Отношение ежегодной добычи элемента (Д) к его кларку в земной коре (К) получило название *технофильность*:

$$T = Д / К.$$

Например, $T_{Fe} = (3,1 \times 10^8) : 4,65 = 6,6 \times 10^7$;



$$T_{Mn} = (6,0 \times 10^6) : 0,1 = 6,0 \times 10^7;$$

$$T_{Cu} = (5,4 \times 10^6) : (4,7 \times 10^{-3}) = 1,1 \times 10^9;$$

$$T_{Ag} = (8,0 \times 10^3) : (7,0 \times 10^{-6}) = 1,1 \times 10^9.$$

Из этих данных видно, что значения технофильности меди и серебра, железа и марганца одинаковы, несмотря на их различную распространенность в земной коре, в то же время технофильность марганца заметно ниже технофильности меди, хотя уровни их добычи вполне сопоставимы.

Самым технофильным элементом является углерод: $T_C = 1,1 \times 10^{11}$. Наименее технофильны Y, Ga, Cs, Th. Например, у иттрия технофильность равна 1×10^3 .

Таким образом, технофильность химических элементов колеблется в очень широких пределах, размах колебаний измеряется в миллионах, в то время как контрасты кларков – в миллиардах. **Это второе коренное отличие ноосферы от биосферы: техногенез ведет к уменьшению геохимической контрастности ноосферы.**

Есть и другие показатели техногенеза. Так, М. А. Глазовская предложила определять *деструкционную активность элемента (Д)*:

$$Д = Т / Б,$$

где Т – технофильность;

Б – биофильность (кларк концентрации элемента в ЖВ);

Д – характеризует степень опасности элемента для живых организмов.

Например, $Д_{Hg} = n \times 10^4 - n \times 10^5$;

$$Д_{Cd, F} = n \times 10^3;$$

$$Д_{Sb, As, U, Pb} = n \times 10^2;$$

$$Д_{Se, Be, B, Sn} = n \times 10;$$

для прочих < 1

Количество элемента, выводимое ежегодно из техногенного потока в природный, Н.Ф. Глазовский назвал



техногенным геохимическим давлением, а отношение этого показателя к единице площади – *модулем техногенного геохимического давления*. Модуль техногенного геохимического давления измеряется в т/км^2 . Например, модуль техногенного давления фосфора на Дальнем Востоке составляет $7,6 \times 10^{-3} \text{ т/км}^2$, а в Молдавии – $8,2 \times 10^{-1} \text{ т/км}^2$. Наиболее велики модули техногенного давления у Na, Cl, Ca, Fe: находятся в пределах 0,5 – 1,0. Наименьшие модули техногенного давления у Li, Ag, W, Au, Hg, Tl: порядка $10^{-5} - 10^{-7} \text{ т/км}^2$.

ТЕХНОГЕННЫЕ АНОМАЛИИ И ТЕХНОГЕННЫЕ БАРЬЕРЫ

Используя систему показателей, характеризующую техногенные системы, можно установить наличие в том или ином регионе техногенных геохимических аномалий. Размеры аномалий могут быть различны.

Глобальные аномалии охватывают весь земной шар. К ним относят повышенное содержание CO_2 в атмосфере, явившееся результатом сжигания топлива, накопление Sr^{90} после ядерных взрывов.

Региональные аномалии распространяются на материки, страны, зоны, области, провинции. К региональным аномалиям приводят такие антропогенные явления, как применение минеральных удобрений, ядохимикатов.

Локальные аномалии связаны с конкретным заводом, рудником, городом. Это, например, повышенное содержание металлов в почвах и водах вокруг металлургических предприятий. Их радиус ограничивается несколькими десятками километров (рис. 24).

Техногенные аномалии делятся на литохимические (в почвах, породах, строениях), гидрогеохимические (в водах), атмогеохимические (в атмосфере), биогеохимические (в живых организмах). Совокупность техногенных аномалий от локального источника называется **техногенным ореолом** и **потокм рассеяния**. Обычно техногенный ореол включает все виды аномалий. Техногенная аномалия может быть результатом уменьшения интенсивности техногенной миграции. Такой участок носит

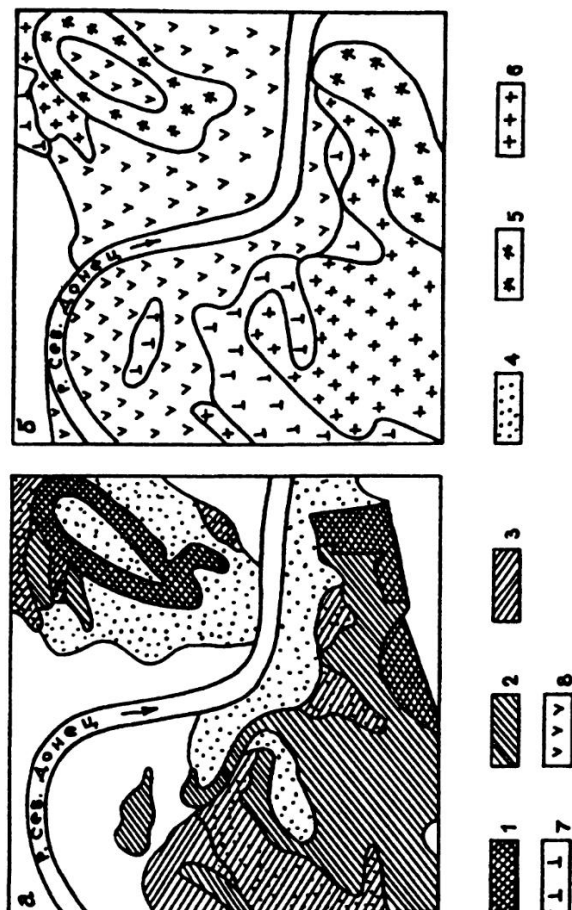


Рис. 24. Геохимические барьеры (а) и комплексные литохимические аномалии свинца, меди, цинка и марганца (б). Геохимические барьеры: 1 – совмещенный сорбционно-серводородный, 2 – совмещенный сорбционно-глеевый, 3 – сорбционный, 4 – испарительный. Суммарный показатель загрязнения K_z , рассчитанный по формуле Ю.С. Саета (1982): 5 – более 20, 6 – 10–20, 7 – 5–10, 8 – 3–5 (Ховавский, Приваленко, 1990)



название **техногенного геохимического барьера**. Техногенные барьеры могут быть полезными, вредными и нейтральными. Например, вторичное засоление – результат вредного техногенного барьера. А такие мероприятия по повышению плодородия почв, как известкование, приводят к возникновению полезного техногенного барьера и накоплению элементов питания.

Так как техногенная миграция подчиняется социально-экономическим законам, то здесь действует другой тип информации – социальный. И это третье коренное отличие ноосферы от биосферы. В отличие от информации, характерной для биосферы, она значительно разнообразней. Рост социальной информации сопровождается уменьшением информации, характерной для биосферы.

Таким образом, для ноосферы в целом характерно следующее:

1. Ноосфера образовалась и развивается в биосфере, другими словами, ноосфера – это биосфера, преобразующаяся под воздействием человека, изменяющего геохимию планеты и ее ландшафты.

2. Основная преобразующая геохимическая сила в ноосфере – человек. Деятельностью человечества создан новый тип миграции химических элементов – техногенный. Этот тип миграции обуславливает перераспределение и рассеивание химических элементов, образование техногенных аномалий.

3. Ноосфера характеризуется значительным ускорением миграции.

4. Ноосфера характеризуется уменьшением геохимической контрастности.

5. Ноосфера отличается от биосферы большим объемом и разнообразием информации.

6. Ноосфера использует и расходует энергию, накопленную биосферой.



7. Ноосфера создает новые типы ландшафта – культурный, техногенный и агроландшафт, для которых возможно регулирование круговорота химических элементов. Оптимизация круговорота элементов – неперенное, обязательное условие развития ноосферы.

ПУТИ ОПТИМИЗАЦИИ ПЕРЕХОДА БИОСФЕРЫ В НООСФЕРУ

Развитие ноосферы вызвало образование не только нового типа миграции элементов, но привело к проявлению новых процессов, ведущих к загрязнению окружающей среды – биосферы. Поэтому охрана окружающей среды в этих условиях становится важнейшей задачей человечества. Пути решения этой проблемы состоят в переходе от современных незамкнутых технологических систем к замкнутым системам производства, миграционные потери которых значительно меньше. Процесс эволюции поверхности нашей планеты можно рассматривать как процесс превращения земной коры в биосферу, а биосферы в ноосферу: →

земная кора биосфера ноосфера.

Ноосфера зарождается в недрах биосферы и направлена на ее преобразование. Это преобразование предусматривает создание новых ландшафтов, в которых возникает и может существовать новый тип круговорота химических элементов, исключаящий загрязнение окружающей среды. Такие ландшафты следует рассматривать как ландшафты ноосферы (рис. 25). В них должны быть сбалансированы все химические элементы, находящиеся в круговороте. В биосфере встречаются ландшафты с избытком или недостатком тех или иных химических элементов, что приводит к развитию эндемических заболеваний. В ноосфере в культурных ландшафтах такое явление недопустимо. В культурном ландшафте

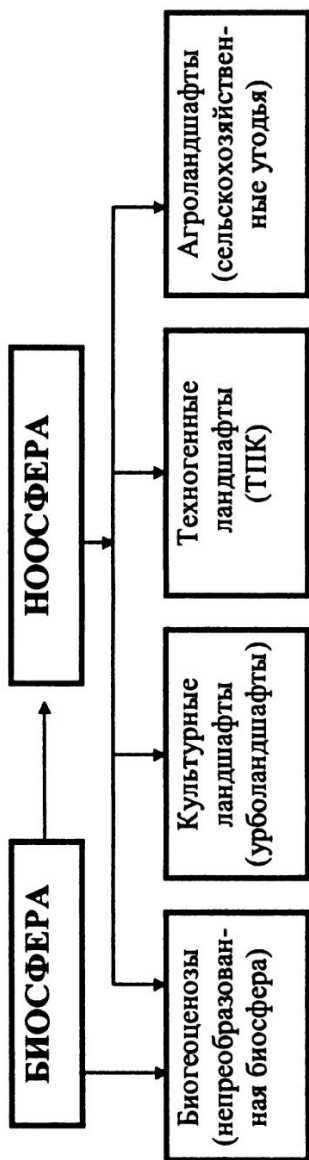


Рис. 25. Типы ландшафтов ноосферы



можно и должно регулировать баланс круговорота химических элементов.

Оптимизация перехода биосферы в ноосферу включает в себя оптимизацию биологического круговорота, оптимизацию круговорота воды. Оптимизированный биологический круговорот должен характеризоваться энергичным фотосинтезом, высокой продуктивностью и разнообразием биологической продукции, а также быстрым разложением остатков организмов и включением продуктов их минерализации в новый цикл круговорота. Необходима также минимализация выхода химических элементов из биологического круговорота, с тем чтобы N, P, K и другие химические элементы не включались в водную миграцию. При этом избыточные элементы должны удаляться из системы, а дефицитные – привноситься.

Очень важна мобилизация внутренних ресурсов биосферы для усиления биологического круговорота, например, использование сапропеля, торфа, бурого угля для удобрений.

Примером оптимизации биологического круговорота, считает А. И. Перельман (1989), могут служить лесные ценозы. Он приводит следующий пример. Появление лесных ландшафтов около 350 миллионов лет назад обусловило накопление большой органической массы, а следовательно, и разложение большого количества остатков растений и животных. Это привело к подкислению почвенного раствора и выщелачиванию почв и стало причиной обеднения почв элементами питания и, следовательно, минерального голодания растений. В процессе эволюции голосемянные растения сменились покрытосемянными, лучше приспособленными к таким условиям, так как они полнее поглощают из почвы Ca, Mg, Na, K. Но до конца природа так и не смогла разрушить это противоречие.



В ноосфере это противоречие исчезает, так как человек, удобряя поля, оптимизирует геохимическую обстановку. Но возникают новые противоречия, так как поля появляются на месте сведенных и вырубленных лесов!

Оптимизация круговорота воды достигается орошением пустынь, осушением болот, опреснением морских вод, охраной их от загрязнения. Однако геохимическое обоснование инженерных проектов часто оказывается несостоятельным, что приводит к различным нежелательным последствиям. Такие просчеты, накладыываясь на глобальные явления изменения климата, могут стать особенно опасными. Перед современным естествознанием стоит множество проблем и одна из наиболее острых – аридизация и опустынивание суши. Причины аридизации суши сложны и многообразны. Можно попробовать их систематизировать, как это сделал В. А. Ковда (1981). Все возможные причины аридизации суши Ковда разделил на две большие группы:

1. Космические и геологические.
2. Антропогенные.

К первой группе он отнес:

- а) возможное охлаждение климата;
- б) поднятие суши и рост поверхности континентов;
- в) снижение уровня океана и уменьшение испаряемости влаги;
- г) смены морских и воздушных течений.

Вторая группа более разнообразна:

- а) уничтожение лесной и травянистой растительности;
- б) уменьшение гумусности почв на обширных территориях;
- в) распашка больших массивов, разрушение и уничтожение почв, запыление и задымление атмосферы.

Все это влечет за собой увеличение альбедо на 10–30%, усиление континентальности и учащение явлений опус-



кания воздушных масс, что всегда способствует их иссушению и уменьшению количества атмосферных осадков. Наблюдающееся увеличение атмосферных осадков над крупными городами может также уменьшить их выпадение на остальной части суши. Появление пленок нефти на поверхности Мирового океана вызывает снижение испаряющейся воды с поверхности. Осушение болот, откачка подземных и грунтовых вод также способствуют аридизации суши.

В то же время, зная историю прошлого планеты, не следует особенно удивляться тем колебаниям климата, которые происходят на наших глазах в современный период. Глубокие изменения климата Земли: процессы опустынивания или обводнения суши, эпохи оледенения или потепления неоднократно были в истории планеты. Третичная эпоха завершилась значительным похолоданием и общим нарастанием сухости, которая особенно усилилась позже, в четвертичном периоде. Самые крупные колебания температуры и водного режима – ледниковые и межледниковые эпохи, начало которых имело место около 2 млн. лет назад. Плейстоцен сопровождался несколькими повторными оледенениями и межледниковыми пльвиалами и аридизацией, охватывавшими каждый раз периоды от 100–120 тыс. лет до 5–10 тыс. лет. Максимальное оледенение (100–120 тыс. лет), по мнению ученых, совпадало по времени с максимальной аридизацией суши внеледниковых территорий, сопровождавшейся соленакоплением и эоловыми явлениями.

Такова общая картина ритмики климата планеты, сформулированная Флоном, Брайсоном, Баулером (Flohn, 1975; Bryson, 1974; Bowler, 1976). На эти общие циклы накладывались тысячелетние – двухтысячелетние циклы увлажнения, похолодания, аридизации. По мнению некоторых ученых (Шнитников, 1961; Тушинский,



1966; Калинин и Быков, 1969; Ковда, 1981), в настоящую эпоху наблюдается растущая аридизация суши. Возможно, что текущий период является кульминацией и концом нарастания сухости в общем цикле продолжительностью 1800–2000 лет. Различают также периоды возрастающей сухости и интервалы между ними, составляющие циклы в 100–200 и более лет. На фоне этих продолжительных циклов разворачиваются не очень упорядоченные, различные 2–3, 5–7, 11–13, 22–28-летние климатические колебания.

Изучение погребенных почв и погребенных солевых горизонтов в лессах Евразии и наносах Африки показало, что за минувшие 10–20 тыс. лет было несколько таких «малых» периодов опустынивания суши. Они охватывали периоды от 500 до 3000 лет. Каждый из таких циклов начинался увлажнением и потеплением, сменялся нарастающей сухостью и заканчивался значительным опустыниванием и соленакоплением.

Как же обстоит дело сейчас? После сурового холодного периода от конца средневековья и включая XVIII век (так называемый «малый ледниковый период») началось устойчивое потепление, установилась сравнительно устойчивая повторяемость и равномерность времен года. После засух конца XIX и начала XX вв. на северном полушарии планеты в 30–40-х и частично в 50-х годах сохранялся относительно теплый и благоприятный по увлажненности климатический режим, облегчивший освоение севера и сухих степей и устойчивое повышение продуктивности земледелия в индустриально развитых странах. Потепление климата в среднем составило 0,4–0,6°C. Однако в 50-х и особенно в 70-х годах стала проявляться противоположная тенденция – похолодание, смещение к югу границы арктических снегов и льдов, смещение границ и времени наступления муссонных



дождей в Азии и Африке, учащение засух и заморозков. Похолодание к настоящему времени составляет в среднем $0,3-0,4^{\circ}\text{C}$. Намети́лась общая нестабильность, неравномерность, изменчивость погоды, учащение засух и таких явлений, как снежные лавины, ураганы, торнадо, наводнения, оползни.

Сельское хозяйство степей, сухих степей, полупустынь может в перспективе чаще, чем в прошлом, подвергаться влиянию засух. Данные метеорологических наблюдений свидетельствуют, что вегетационный период степей Русской равнины делается суше (рис. 26). Так, за время с 1938 по 1958 год по Донской метеостанции отклонения от среднемноголетнего в сторону сухости были в 2 раза чаще, чем в сторону их увеличения, а отклонения в сторону уменьшения в 2–3 раза превышают отклонения в сторону увеличения.

Периоды засухи могут незакономерно перемежаться с влажными годами. Правильнее будет, если системы земледелия будут ориентированы на опасность засухи, на необходимость накопления влаги в почвах богарных районов и на орошение полей, сенокосов и пастбищ там, где это возможно. При этом «степное орошение» должно быть технически очень мобильным, управляемым и играть роль спорадического или дополнительного к осадкам источника влаги. В отдельные влажные годы орошение будет не нужно или даже вредно.

Последствия аридизации наиболее заметно проявляются в изменениях гидрологии суши и почв. Причем эти изменения довольно глубокие и неблагоприятные, на что указывали в свое время еще В. В. Докучаев и А. А. Измаильский.

В гидрологии вне лесных территорий в настоящее время наметился ряд тревожных тенденций:

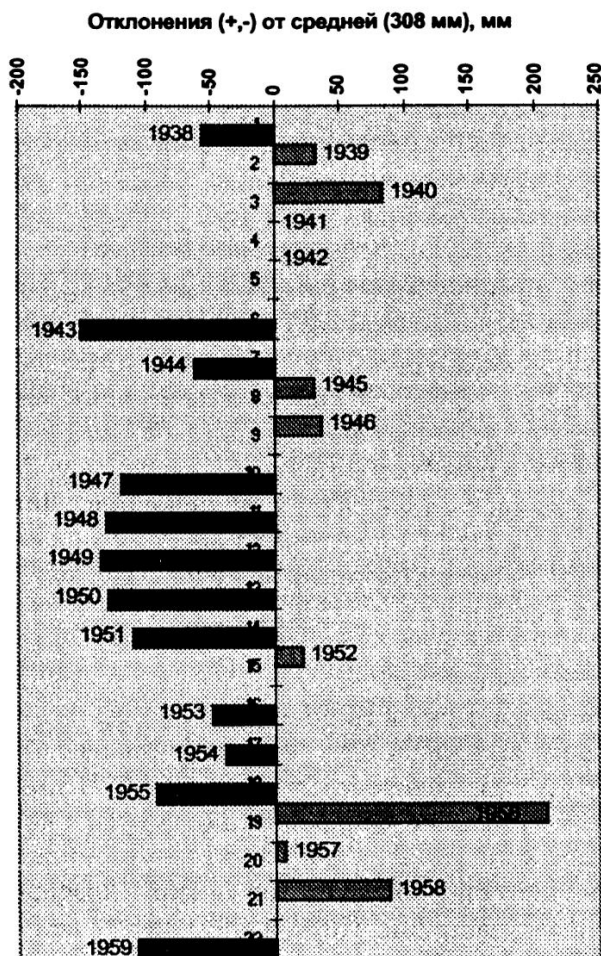


Рис. 26. Отклонения от средней многолетней суммы осадков (в миллиметрах) за теплый период года по Доисской метеостанции (Магакян, 1977)



- постепенно уменьшается сток и исчезают многие малые реки в Поволжье, Сибири, на Украине, в Казахстане;
- увеличилась общая загрязненность речных вод нитратами, фосфатами, биоцидами, нефтеотходами, патогенными микроорганизмами;
- сокращается площадь озер и увеличивается минерализация воды в них;
- углубляется уровень подземных вод и растет их соленость.

Так, уровень грунтовых вод уходит глубже почти повсеместно (за исключением зоны водохранилищ, орошаемых территорий, крупных городов). Во многих колодцах юга Украины, Северного Кавказа, Поволжья, Западной Сибири уровень воды снизился на 1–2 метра и воды стали солоноватыми. На многие метры снизился уровень воды в артезианских скважинах Калифорнии, Ливии, Пакистана, Алжира, и воды в них стали минерализованными. Часто наблюдаются истощение и загрязнение артезианских вод, причем не только на юге страны. Такие явления отмечены, например в Подмосковье.

Снижение уровня грунтовых вод даже на 8–15 см заметно повышает сухость почв и увеличивает континентальность местности. Сухие почвы сильнее и быстрее нагреваются, быстрее охлаждаются. В почвах наблюдаются усиление минерализации гумуса и потеря поверхностными горизонтами комковато-зернистой структуры. Это способствует повышению коэффициента завядания растений. Низкая доступность воды растениям вообще характерна для почв аридных территорий. Связано это с тем, что почвы эти часто глинистые, содержат легкорастворимые соли и обменный натрий, а это повышает осмотическое давление почвенных растворов.



Как известно, почва отражает и сохраняет в своих горизонтах картину условий почвообразования в историческом развитии. Можно достаточно точно оценить и интерпретировать комплекс прошлых и настоящих условий окружающей среды на основе детального изучения существующих свойств и характеристик почвы и почвообразующей породы. Особенно важен учет взаимоотношений между существующими режимами и балансами почвы и различными неоаккумуляциями (полуторные окислы, кремнезем, карбонат кальция, гипс, растворимые соли). Благодаря тому, что эти аккумуляции являются результатом прошлых и современных миграций, их связь с современными почвенными режимами и балансами может быть достаточно точно понята посредством изучения существовавшей в прошлом и существующей в настоящем окружающей среды.

В. А. Ковда, основываясь на этих признаках, а также на определении вероятности засух по их повторяемости в прошлом, составил схематическую карту аридности суши, засоленности грунтов и почв и вероятности засух. Эта карта была опубликована в качестве официального документа ООН в 1977 году и явилась первым опытом в этой области. Идея, положенная в основу карты, и первая общая картина аридности и засоленности суши, сводка сведений о вероятности засух дают достаточно впечатляющую информацию о значении процессов опустынивания на континентах и необходимости мобилизации науки, техники и экономики на борьбу с этим глобальным явлением, разрушающим биосферу Земли и прежде всего ее почвенный покров и затрудняющим земледелие.



Агроландшафты

Изучение агроландшафтов является предметом особого научного направления – агрогеохимии. Агрогеохимия широко использует данные агрохимии, но исследования ведутся на атомарном уровне, так как изучаются также водная и воздушная миграция в агроландшафтах. Предметом изучения является биологический круговорот в агроландшафте.

В этих ландшафтах происходит интенсификация биологического круговорота, так как человек старается усилить образование живого вещества.

Повышение биологической продуктивности достигается двумя принципиально разными путями. Первый путь – мобилизация внутренних ресурсов ландшафта: распашка почв, усиление окислительных процессов, орошение. Второй путь – химизация. При использовании минеральных удобрений необходим ландшафтно-геохимический анализ, в ходе которого следует учитывать не только потребности растений, но и дальнейшую историю N, P, K и других элементов, так как значительная их часть выходит из биологического круговорота и загрязняет ландшафт.

Необходимо учитывать и другие негативные последствия техногенеза агроландшафтов, так как распашка почв приводит к усилению механической денудации за счет смыва и ветровой эрозии.

Однако все эти отрицательные последствия техногенеза не являются неизбежными. Рассмотрим возможное решение проблемы на примере использования пестицидов. Агроландшафты в настоящее время немыслимы без широкого использования пестицидов, хотя опасность их применения уже ни у кого не вызывает сомнений. Особенно вредны галогенированные углеводороды,



наиболее известным представителем которых является ДДТ. Их высокая токсичность обусловлена способностью биоаккумулироваться вследствие медленного разрушения. Так, например, период полураспада ДДТ около 20 лет, т.е. через 20 лет после его применения половина его количества еще сохраняется в окружающей среде. Признав этот факт, агрохимическая промышленность значительно сократила применение галогенированных углеводородов и заменила их нестойкими пестицидами. Нестойкие пестициды разлагаются на простые неядовитые продукты уже через несколько дней или недель после их применения, а значит, отсутствует опасность их миграции на большие расстояния и пролонгированность действия на животных и человека. Но провозглашать их экологически безопасными не стоит. Дело в том, что общее воздействие на среду наряду со стойкостью определяется еще тремя факторами: токсичностью, дозировкой и местом применения. Многие нестойкие пестициды токсичнее, чем ДДТ. Это их свойство наряду с необходимостью проводить более частые обработки очень опасно для сельскохозяйственных работников. Кроме того, применение даже нестойких пестицидов может вызывать далеко идущие экологические последствия. Яркий пример этого являет собой трагедия, разыгравшаяся несколько лет назад в Канаде. Для борьбы с гусеницами елового листовертки-почкоеда леса в Нью-Брансуике были обработаны неустойчивым фосфорорганическим пестицидом, считавшимся экологически безопасным. Однако в результате этого погибли примерно 12 млн. птиц: частью от прямого отравления, частью из-за потери корма, так как должны в день съесть почти столько же насекомых, сколько весят сами. Очевидцы рассказывали о гробовой тишине, наступившей в лесу, и о земле, усыпанной множеством мертвых певчих птиц.



Таким образом, нестойкие пестициды могут очень сильно нарушить экологию обработанного района, причем нарушения могут идти во всех компонентах ландшафта: гибнут насекомые, питающиеся планктоном, происходит взрывообразное увеличение популяций последнего. В почве угнетаются процессы разложения органики и высвобождения биогенов, могут возрастая популяции почвенных вредителей из-за исчезновения их естественных врагов. Кроме того, пестициды без разбора уничтожают насекомых, в том числе и таких, как пчелы. А медоносная пчела не только собирает мед, но и является одним из главных опылителей. И, наконец, вредители быстро вырабатывают устойчивость к нестойким пестицидам и заставляют изыскивать все новые и новые химикаты в борьбе с вредителями сельского хозяйства.

Где же выход? Экологи считают, что выход в следующем. Надо изучить динамику экосистемы и разработать экологические методы борьбы с вредителями. В основе экологических методов лежит использование различных природных процессов, а не синтетических препаратов. Причем арсенал этих экологических методов борьбы с вредителями сельского хозяйства не так уж и мал. Существует пять основных категорий природных, или биологических, методов борьбы с вредителями:

- с помощью естественных врагов;
- генетические;
- использование стерильных самцов;
- культурные;
- с помощью природных химических соединений.

Примеры борьбы с помощью естественных врагов: божья коровка родолия, питающаяся опасным вредителем citrusовых – желобчатым червецом, позволила избавиться от его угрозы; численность различных



гусениц удается контролировать с помощью паразитических перепончатокрылых и т.д. Т.е. суть метода состоит в том, чтобы найти естественных врагов и «натравить» их на вредителя, не нанося ущерба остальным видам. Это очень сложно и требует тщательной проверки (не наносит ли предполагаемый естественный враг вредителя вреда другим безвредным насекомым). Но игра стоит свеч, так как когда естественный враг обнаружен, размножен и выпущен в природу, он может вести борьбу с вредителем неопределенно долго. Вредители обычно не могут выработать «устойчивость» к естественным врагам, так как последние эволюционируют вместе с ними.

Примеры генетической борьбы: большинство растительноядных насекомых и патогенов растений (бактерий, вирусов и т.д.) поражают только один или несколько близкородственных видов растений. Это происходит из-за генетической несовместимости вредителей и видов растений, которые они обходят. Суть генетической борьбы – развитие у поражаемых видов растений черт, обуславливающих такую несовместимость, т.е. устойчивость к поражению, путем выведения новых сортов и гибридов.

Метод стерильных самцов: предполагает массовое внедрение в природную популяцию бесплодных мужских особей, выращенных в лаборатории. Именно этот метод был применен для борьбы с мясной мухой во Флориде, где она размножилась настолько широко, что разведение скота стало экономически невыгодно (мясная муха откладывает яйца в открытые ранки животных и ее личинки питаются кровью и лимфой, не давая заживать ранам и приводя к нагноению, вторичному инфицированию и гибели животного). За два года (1958–1959) мясную муху в результате распыления с воздуха



стерильных куколок мясной мухи (радиационное облучение) удалось уничтожить.

К культурным методам борьбы относятся такие, как правильная дозировка удобрений и влаги, время сева (более ранний или более поздний в зависимости от распространенного вида вредителей), уничтожение остатков сельскохозяйственных культур, применение севооборотов, введение поликультурного хозяйствования (кукурузный пояс, хлопковый пояс с этой точки зрения не приемлемы), таможенный контроль и введение карантина.

Природные средства химической борьбы. Ярким примером использования природного средства в целях борьбы с вредными насекомыми является применение полового аттрактанта – феромона, с помощью которого, выделив и синтезировав его, можно заманивать самцов в ловушки.

Таким образом, использование природных методов борьбы открывает огромные возможности для решения большинства проблем, связанных, например, с вредителями сельского хозяйства. Но в большинстве случаев они используются слабо, не поддерживаются, не внедряются. И продолжают применять пестициды, несмотря на их снижающуюся эффективность и угрозу для окружающей среды. Причина кроется в экономических интересах и в социальных отношениях.

Итак, в агроландшафтах борьба с вредителями должна основываться на нарушениях системных условий существования вредных видов, на периодическом исключении из местной среды экологически необходимых вредителям звеньев в годовом цикле их развития. Важнейшее значение имеют следующие принципы:

1) выполнение агротехнических правил на всей обрабатываемой площади;



2) усиление амплитуды колебаний экологических условий среды, например, введением севооборотов;

3) особое внимание необходимо уделять борьбе с вредителями на необрабатываемых участках в неблагоприятные для них периоды жизни. Так, во время освобождения полей от растений вредители концентрируются на полевых обочинах, на межполевых полосах и т.д.;

4) применение других специальных мер, диктуемых обстановкой, например привлечение птиц и полезных насекомых.

Таким образом, в настоящее время человечество, образно говоря, стоит на распутье. Один путь привычен – путь преследования непосредственных выгод от предпринимаемых действий, предпочтение личных, групповых, национальных интересов общим. Путь этот ведет к катастрофе и с каждым днем это становится все яснее. Другой путь – через новое мышление к новым взаимоотношениям людей друг с другом и природой.

Существует три стратегических составляющих рационального природопользования:

1) научность, предполагающая обоснование всех мероприятий, влияющих на состояние биосферы, законами природы;

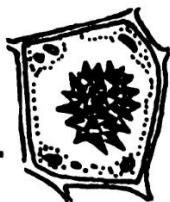
2) единство принципов, заключающееся в объединении в единую систему мер по охране, воспроизводству, рациональному использованию природных ресурсов и в единстве систем пользования каждым природным объектом всеми лицами, предприятиями, странами;

3) массовость творческого осуществления, привлечение широких кругов населения к изучению природы и ее охране.

Переход на этот путь предполагает соблюдение следующих принципов:



- единство человечества;
- единство природопользования;
- единство мировой системы производства и распределения.



**СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ
ЛИТЕРАТУРЫ**

Обязательная

Вернадский В. И. Живое вещество. М.: Наука, 1978. 358 с.

Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1987. 339 с.

Вернадский В. И. Проблемы биогеохимии. Тр. биогеохимической лаборатории. Т. 16. М.: Наука, 1980. 320 с.

Ковальский В. В. Геохимическая среда и жизнь. XXI чтения им. В. И. Вернадского. М.: Наука, 1982. 78 с.

Ковальский В. В., Андрианова Г. А. Микроэлементы в почвах СССР. М.: Наука, 1970. 180 с.

Ковда В. А. Основы учения о почвах. Книга 1. М.: Наука, 1973. 446 с.

Ковда В. А. Основы учения о почвах. Книга 2. М.: Наука, 1973. 467 с.

Ковда В. А. Биогеохимия почвенного покрова. М.: Наука, 1985. 263 с.

Перельман А. И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 527 с.

Орлов Д. С. Химия почв. М.: Изд-во МГУ, 1992. 400 с.

Шипунов Ф. Я. Организованность биосферы. М.: Наука, 1980. 291 с.



Дополнительная

Биогеохимические циклы в биосфере. Материалы VII пленума СКОПЕ. М.: Наука, 1976. 356 с.

Большаков В. А., Краснова Н. М., Борисочкина Т. И., Сорокин С. Е., Граковский В. Г. Аэротехногенное загрязнение почвенного покрова тяжелыми металлами: источники, масштабы, рекультивация. М., 1993.

Бессонов О. А. Геохимическая история углерода в биосфере. Ростов-на-Дону, 1996. 164 с.

Гуминовые вещества в биосфере. М.: Наука, 1993. 238 с.

Ивлев А. М. Биогеохимия. М.: Высшая школа, 1986. 126 с.

Дедю И. И. Экологический энциклопедический словарь. Кишинев, 1989. 408 с.

Добровольский В. В. Основы биогеохимии. М.: Высшая школа, 1998. 413 с.

Ковда В. А. Почвенный покров. Его улучшение, использование и охрана. М.: Наука, 1981. 183 с.

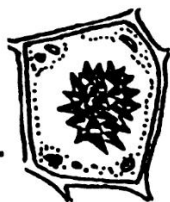
Почвенно-экологический мониторинг. М.: Изд-во МГУ, 1994. 272 с.

Приваленко В. В. Геохимическая оценка экологической ситуации в Ростове-на-Дону. Ростов-на-Дону, 1993. 167 с.

Реймерс Н. Ф. Природопользование (словарь-справочник). М.: Мысль, 1990. 639 с.

Родин Л. Е., Базилевич Н. И. Динамика органического вещества и биологический круговорот в основных типах растительности. М.-Л.: Наука, 1965.

Человек и биосфера/ Под ред. П. А. Садименко. Ростов-на-Дону, 1977. 332 с.



ОГЛАВЛЕНИЕ

ГЛАВА 1

ПОНЯТИЕ О БИОГЕОХИМИИ КАК НАУКЕ	3
--	----------

ИСТОРИЧЕСКИЕ И МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ БИОГЕОХИМИИ КАК НАУКИ	5
--	----------

СВЯЗЬ БИОГЕОХИМИИ С ДРУГИМИ НАУКАМИ	18
--	-----------

ЗАДАЧИ БИОГЕОХИМИИ	21
---------------------------------	-----------

ГЛАВА 2

БИОСФЕРА. УЧЕНИЕ В. И. ВЕРНАДСКОГО О БИОСФЕРЕ КАК О СТРУКТУРНОЙ ОБОЛОЧКЕ ПЛАНЕТЫ ЗЕМЛЯ	22
---	-----------

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ УЧЕНИЯ О БИОСФЕРЕ, РОЛЬ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ	23
--	-----------

ГРАНИЦЫ БИОСФЕРЫ	26
-------------------------------	-----------

СТРУКТУРА БИОСФЕРЫ	28
---------------------------------	-----------

ОРГАНИЗОВАННОСТЬ БИОСФЕРЫ	31
--	-----------

УСТОЙЧИВОСТЬ И САМОРЕГУЛЯЦИЯ В ПРОЦЕССЕ РАЗВИТИЯ БИОСФЕРЫ	33
--	-----------

ПОНЯТИЕ О БИОГЕОЦЕНОЗЕ – ЭЛЕМЕНТАРНОЙ СТРУКТУРНОЙ ЕДИНИЦЫ БИОСФЕРЫ	35
---	-----------

ПОНЯТИЕ О ЛАНДШАФТАХ	39
-----------------------------------	-----------

КОМПОНЕНТЫ БИОСФЕРЫ	42
----------------------------------	-----------

ЛИТОСФЕРА (ЗЕМНАЯ КОРА)	44
--------------------------------------	-----------



ГИДРОСФЕРА	48
ЖИВОЕ ВЕЩЕСТВО	52
ОРГАНИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ И ИХ ТРАНСФОРМАЦИЯ	55
ПОЧВА И ЕЕ ОТВЕТСТВЕННОСТЬ ЗА РАЗВИТИЕ БИОСФЕРЫ ..	69

ГЛАВА 3

МИГРАЦИЯ ВЕЩЕСТВ	73
ТИПЫ МИГРАЦИИ	75
Механическая	75
Физико-химическая	77
Биогенная	89
ИНТЕНСИВНОСТЬ БИОЛОГИЧЕСКОГО ПОГЛОЩЕНИЯ	91
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ	93

ГЛАВА 4

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФУНКЦИИ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА	99
ПОНЯТИЕ О БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ФУНКЦИЯХ И БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРИНЦИПАХ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА	101
ОСНОВНЫЕ ГРУППЫ БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ФУНКЦИЙ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА	103
Газовые	103
Концентрационные	108
Окислительно-восстановительные	109
Биохимические	110
Биогеохимические функции человека	111
ОРГАНИЗМЫ-КОНЦЕНТРАТОРЫ	113

ГЛАВА 5

ВЛИЯНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СРЕДЫ НА РАЗВИТИЕ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РАСТЕНИЙ	115
---	------------



ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РАСТЕНИЙ	117
БЕЗБАРЬЕРНЫЕ И БАРЬЕРНЫЕ ОРГАНИЗМЫ	120
ДЕФИЦИТНЫЕ И ИЗБЫТОЧНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ	124
ФИЗИОЛОГИЧЕСКИЕ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМЫ РАСТЕНИЙ	126
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО ОРГАНАМ РАСТЕНИЙ	128
БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ	130
РОЛЬ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЯВЛЕНИИ ЭНДЕМИЙ	135
 ГЛАВА 6	
<i>БИОЛОГИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ ВЕЩЕСТВ В ПРИРОДЕ</i>	141
ОБЩЕЕ ПОНЯТИЕ	143
БИОЛОГИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ ВЕЩЕСТВ КАК ФОРМА РАЗВИТИЯ ПЛАНЕТЫ ЗЕМЛЯ	147
ЭЛЕМЕНТЫ БИОГЕОХИМИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА ВЕЩЕСТВ В ПРИРОДЕ	149
ПАРАМЕТРЫ БИОГЕОХИМИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА НА СУШЕ	151
БИОЛОГИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ ..	155
 ГЛАВА 7	
<i>ОСОБЕННОСТИ КРУГОВОРОТА В СИСТЕМЕ ПОЧВА – РАСТЕНИЕ В БИОЦЕНОЗАХ И АГРОЦЕНОЗАХ РАЗЛИЧНЫХ ПРИРОДНЫХ ЗОН</i>	160
ЗОНАЛЬНОСТЬ БИОЛОГИЧЕСКИХ КРУГОВОРОТОВ	161
ОСОБЕННОСТИ БИОЛОГИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА В АРКТИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТАХ	166



ОСОБЕННОСТИ БИОЛОГИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА В ТУНДРОВЫХ ЦЕНОЗАХ	169
ОСОБЕННОСТИ БИОЛОГИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА В ЛЕСНОЙ ЗОНЕ	173
ОСОБЕННОСТИ БИОЛОГИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА В ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЕ	178
ОСОБЕННОСТИ БИОЛОГИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА В СТЕПНОЙ ЗОНЕ	182
ОСОБЕННОСТИ БИОЛОГИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА В БИОЦЕНОЗАХ АРИДНЫХ ТЕРРИТОРИЙ	185
БИОЛОГИЧЕСКИЕ КРУГОВОРОТЫ В ТРОПИЧЕСКОМ ПОЯСЕ	188

ГЛАВА 8

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ ВАЖНЕЙШИХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ	197
ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ БИОГЕОХИМИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА ВЕЩЕСТВ	199
БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ УГЛЕРОДА	203
БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ КИСЛОРОДА	207
БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ ВОДОРОДА	211
БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ АЗОТА	213
БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ ФОСФОРА	216
БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ СЕРЫ	221
БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ КРЕМНЕЗЕМА	225
БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ ЖЕЛЕЗА, АЛЮМИНИЯ И МАРГАНЦА	233
БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ КАЛЬЦИЯ	238
БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ НАТРИЯ	241
БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ КАЛИЯ	243



БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ МАГНИЯ	245
БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ	248
Ртуть	254
Свинец	259
Цинк	261
Медь	264
Кадмий	266
 ГЛАВА 9	
НООСФЕРА. ТЕХНОГЕННАЯ МИГРАЦИЯ	
ЭЛЕМЕНТОВ	279
ПОНЯТИЕ О НООСФЕРЕ	281
ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ПРИЗНАКИ НООСФЕРЫ. ТЕХНОГЕНЕЗ ...	283
ТЕХНОГЕННЫЕ АНОМАЛИИ И ТЕХНОГЕННЫЕ БАРЬЕРЫ	287
ПУТИ ОПТИМИЗАЦИИ ПЕРЕХОДА БИОСФЕРЫ	
В НООСФЕРУ	291
Агроландшафты	301
 СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	308
 ОГЛАВЛЕНИЕ	311

Серия «Учебники, учебные пособия»

Ольга Степановна Безуглова
Дмитрий Сергеевич Орлов

Биогеохимия

Ответственный

редактор

Ж. Фролова, Г. Беляев

Корректор

И. Шаповалова

Художник

А. Вартанов

Компьютерный

дизайн

А. Орленко

Лицензия ЛР № 065194 от 2 июня 1997 г.

Сдано в набор 10.11.99 г. Подписано в печать 9.12.99 г.

Формат 84x108¹/₃₂. Бумага типографская №2.

Гарнитура Петербург.

Тираж 10000. Заказ № 3233.

Налоговая льгота — общероссийский классификатор продукции

ОК-00-93, том 2; 953000 — книги, брошюры

Издательство «ФЕНИКС»

344007, г. Ростов н/Д,

пер. Соборный, 17

Отпечатано с готовых диапозитивов в ГУИПП «Курск».

305007, г. Курск, ул. Энгельса, 109.