

Российская академия наук
Дальневосточное отделение
Тихоокеанский институт географии

УДК 551.48:626.80

Шамов Владимир Владимирович

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ПРИПОВЕРХНОСТНОГО
ВЛАГООБОРОТА В ГЕОСИСТЕМАХ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Специальность 25.00.36 – геоэкология

Научный консультант
д.г.н. Б.И. Гарцман

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
доктора географических наук

Владивосток
2017

СОДЕРЖАНИЕ

СОДЕРЖАНИЕ	2
ВВЕДЕНИЕ.....	8
1. ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ФУНКЦИЯ ВЛАГООБОРОТА	19
1.1. Роль воды в системе вещественных круговоротов в биосфере.....	19
1.1.1. Вещественно-энергетическая основа биосферы.....	19
1.1.2. Подобие в типологиях вещественных циклов как проявление относительного внутреннего единства географической оболочки	22
1.2. Формы организации вещественных компонентов географической оболочки как основа адаптивного природопользования.....	31
1.2.1. Морфологии и морфогенез в процессах влагооборота	31
1.2.2. Этика природопользования: адаптивная стратегия	37
1.2.3. Опасные (неблагоприятные) явления в системе водных циклов	44
Выводы к главе 1	47
2. СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ВЛАГООБОРОТА В ГЕОСИСТЕМАХ.....	50
2.1. Внутренняя симметрия влагооборота в геосистеме.....	52
2.2. Естественная дифференциация водных масс на суше.....	56
2.3. Понятие инвариантно-генетической последовательности системы	57
2.4. Типы структурных моделей приповерхностного влагооборота в геосистемах при различной степени влаго- и теплообеспеченности.....	64
2.4.1. Модель Лесной малый речной бассейн (МРБ).....	68
2.4.2. Модель Почвенный монолит ("гидропедон").....	71
2.4.3. Модель Лесной склон	72
2.4.4. Модели Степной МРБ и Тундровый МРБ	79
2.4.5. Модель Пустынный склон.....	82
2.4.6. Модели Степной склон и Тундровый склон.....	83
2.4.7. Модель Болотный (пойменный) микроландшафт	83
2.4.8. Модель Влажный ПМ	84
2.4.9. Модель Холодная (Тёплая) плёнка.....	85
2.4.10. Модель Пустынный МРБ	86

Выводы к главе 2	86
3. ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВОДНЫХ МАСС В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ВОДОНАСЫЩЕНИЯ	88
3.1. Типы структурных моделей приповерхностного влагооборота в геосистемах зоне достаточного увлажнения.....	88
3.1.1. Модель Почвенный монолит ("гидропедон").....	90
3.1.2. Модель Сухой склон	90
3.1.3. Модель Большой речной бассейн	92
3.1.4. Модель Сухой слой	93
3.1.5. Модель Влажный склон.....	94
3.1.6. Модель Средний речной бассейн	95
3.1.7. Модель элементарного влагооборота.....	100
3.2. Взаимообусловленность специфических интервалов замыкания ВБ и "константа влагооборота"	100
3.3. Принцип симметрии в исследовании водных циклов	110
3.4. Геологическая эволюция приповерхностного влагооборота.....	112
Выводы к главе 3	114
4. ВЗАИМОУСЛОВЛЕННОСТЬ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ И ВРЕМЕННЫХ МАСШТАБОВ ВЛАГООБОРОТА В ГЕОСИСТЕМАХ	116
4.1. Движение воды и передача сигнала в системе влагооборота	117
4.1.1. Концептуальные типы задач в исследовании водных циклов	118
4.1.2. Пространственно-временной континуум влагооборота	121
4.1.3. Дискретность влагооборота в геосистемах.....	123
4.1.4. Процессы ДЭБИСП: двухкранные блуждания с изменяющимся стандартом приращений (по С.Г. Добровольскому)	125
4.2. Неравновесность процессов влагооборота: проявление неоднородности водных масс в неоднородных геосистемах	126
4.2.1. Круговорот воды, энергии и форм организации водных масс	126
4.2.2. Генетически различный сток	129
4.2.3. Контррегулирование в процессах влагооборота	131
4.3. Бассейновая организация континентального стока	135
4.3.1. Малые речные бассейны.....	138

4.3.2. Средние речные бассейны	138
4.3.3. Большие речные бассейны	140
Выводы к главе 4	149
5. ВЗАИМОУСЛОВЛЕННОСТЬ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ И ВРЕМЕННЫХ МАСШТАБОВ В ПРОЦЕССАХ ГЛОБАЛЬНОГО, РЕГИОНАЛЬНОГО И ЛОКАЛЬНОГО ВОДНОГО ЦИКЛА	150
5.1. Проявления усиления динамики глобального влагооборота при меняющемся климате	150
5.1.1. Усиление атмосферной циркуляции и рост зоны активного влагооборота	151
5.1.2. Рост вероятности экстремальных событий редкой повторяемости	152
5.1.3. Рост вероятности крупномасштабных сдвигов в экосистемах	153
5.2. Гидрогеохимический отклик на климатические изменения в больших речных бассейнах на границе криолитозоны	154
5.2.1. Аномальное поведение растворенного железа в реках Амура	155
5.2.2. Источники и миграция железа в бассейнах рек системы Амура	157
5.2.3. Зейское водохранилище и содержание железа в р. Зее	159
5.2.4. Климатические изменения и криолитозона в бассейне Амура	160
5.2.5. Осушаемые болота как потенциальный источник железа в речных водах	167
5.3. Катастрофические дождевые паводки на реках	168
5.3.1. Генезис катастрофического паводка	169
5.3.2. Паводки в бассейне Амура в 1984 и 2013 годах	172
5.3.3. Масштабные "сдвиги" в функционировании речных бассейнов	174
5.4. Специфика локального влагооборота в малых речных бассейнах	177
5.4.1. Инновационный методический подход	177
5.4.2. Средства и методы специальных наблюдений	179
5.5. Массовые рубки и лесные пожары в Приамурье: анализ дождевых паводков с помощью модели паводочного цикла малого речного бассейна	194
Выводы к главе 5	200
6. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ЛИМНОГЕНЕЗА В УСЛОВИЯХ НАПРАВЛЕННОЙ ДОЛИННОЙ АККУМУЛЯЦИИ	202
6.1. Индекс внутреннего влагооборота озерной геосистемы	204
6.2. Лимнический модуль стока	206

6.3. Типизация озёр по характеру влагооборота	209
6.4. Морфоскульптурные (водно-аккумулятивные) озерные геосистемы.....	211
6.5. Морфоструктурные (депрессивные) озерные геосистемы.....	216
6.6. Состав озерных отложений и перспективы их хозяйственного использования.....	220
Норма по видам сырья	222
Выводы к главе 6	226
7. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ АСПЕКТЫ УСТОЙЧИВОСТИ ТОРФЯНО- БОЛОТНЫХ ГЕОСИСТЕМ ПРИ ИХ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОМ ОСВОЕНИИ	227
7.1. Стадии антропогенной трансформации почв гетеротрофных болот Среднеамурской низменности.....	228
7.2. Скорость естественной и антропогенной трансформации гетеротрофных болот Среднеамурской низменности	232
7.3. Искусственная эрозионная сеть мелиоративной системы: проблема устойчивости.....	234
7.3.1. Антропогенный эрозионный цикл мелиоративной системы.....	235
7.3.2. Длительность «зрелой» стадии мелиоративного ландшафта.....	239
Выводы к главе 7	242
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	243
ЛИТЕРАТУРА.....	247
Приложение 1. Квантово-релятивистская интерпретация влагооборота	286
Приложение 2. Специфическое пространство-время влагооборота	290
Приложение 3. Вещественные циклы в географической оболочке: элементы системной теории	295

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В ТЕКСТЕ СОКРАЩЕНИЯ

- **АБ** – артезианский бассейн.
- **АЛ** – аккумулярующие ландшафты.
- **БПВ МРБ** – бассейн подземных вод МРБ.
- **БПЗ МРБ** – бассейн поверхностного задержания МРБ.
- **БРБ** – большой речной бассейн.
- **ВБ** – водный баланс; воднобалансовый.
- **ПМ** – почвенный монолит.
- **ДВ** – Дальний Восток.
- **ДЭБИСП** – двухкранные блуждания с изменяющимся стандартом приращений как тип стохастического процесса (термин: по С.Г. Добровольскому [2002]).
- **ЗПН** – зона полного насыщения.
- **ИГП** – инвариантно-генетическая последовательность.
- **КВР** – концентрация водных ресурсов.
- **КП** – континуальный подход в моделировании геосистем.
- **ЛС** – лесной склон.
- **МГК** – метод главных компонент.
- **МП** – морфогенетический подход в моделировании геосистем.
- **МРБ** – малый речной бассейн.
- **МС** – мелиоративная система.
- **ОТО** – общая теория относительности.
- **ПАд** – поверхность адсорбции (**ЭПАд** – элементарная поверхность адсорбции).
- **ПБ** – подземный бассейн.
- **ПТК** – природно-территориальные комплексы.
- **РП** – растительный покров.
- **СРБ** – средний речной бассейн.
- **СТО** – специальная теория относительности.

- **СФЛ** – стокоформирующие ландшафты.
- **ТВР** – транзит водных ресурсов.
- **ТЛ** – транзитные ландшафты.
- **ФВР** – формирование водных ресурсов.
- ***Sup(v)*** – верхний предел значения **v**.

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия создание эффективных разветвленных и многоцелевых водохозяйственных систем на Востоке России остается одной из важнейших задач в сфере природопользования, понимаемой как практическая деятельность человека по усвоению природных благ [Геосистемы Дальнего Востока..., 2010]. Вместе с тем, в рамках современной концепции регионального природопользования [Геосистемы Дальнего Востока..., 2010; Фролова, 2012] с учетом растущих и усложняющихся потребностей населения дальневосточных территорий с неоднородными природными, социально-экономическими и культурно-историческими условиями становится все сложнее обеспечивать безопасность и комплексность использования водных объектов – рек, озер и болот. Положение во многих случаях усугубляется продолжающимся в настоящее время преобладанием экстенсивного развития ряда отраслей региональной экономики по традиционному принципу быстрого и максимального эффекта с минимальными затратами. Это приводит во многих случаях к разрегулированию и разрушению экологических систем рек и их водосборов, озер и торфяно-болотных массивов с неблагоприятными, а порой и разрушительными социально-экономическими последствиями [Оценка влияния..., 2005; Мы и амурские наводнения..., 2016]. В результате наблюдается рост материального ущерба, который в полной мере трудно оценить, беря во внимание непропорциональность, запаздывание и последствие реакций среды на прямое и косвенное вмешательство человека в естественный водный цикл [Фролова..., 2012; Коронкевич и др., 2017]. Наиболее сильным антропогенным изменениям испытывают долинные природные комплексы, где размещена большая часть крупных населенных пунктов с их инфраструктурой и основной производственный потенциал.

Актуальность данного исследования связана с адаптацией ритмов жизнедеятельности социальных групп и региональных территориально-хозяйственных структур к пространственно-временной организации явлений круговорота воды в геосистемах различного уровня. В рамках развития адаптивных стратегий настоящее исследование направлено на решение связанных с этими явлениями широкого спектра задач в области природопользования с учётом как сложившихся, так и изменяющихся хозяйственных структур и ландшафтных условий.

Вместе с тем существует также необходимость развития методов и средств исследования процессов влагооборота в сложно-организованных геосистемах, в той или иной мере подверженных антропогенным преобразованиям. С позиций системного подхода модели наземного приповерхностного влагооборота должны быть в первую очередь концептуальными, дающими с учетом содержательного анализа объективные основания для их развития в реально полезный инструментарий для ресурсного планирования и инженерной практики. Можно рассчитывать на новые значимые результаты, используя типы моделей водного цикла с такими свойствами,

как нестационарность, сильная нелинейность, масштабная инвариантность, дискретность, ландшафтная взаимообусловленность и т.д. [Речные системы Дальнего..., 2015].

Сток рек как наиболее ценный ресурс и, с другой стороны, как источник вероятного разрушения элементов социально-экономических структур является специфической формой (стадией) приповерхностного влагооборота на суше. В процессе насыщения водой ландшафтной среды он закономерно проходит ряд последовательных стадий, каждая из которых характеризуется специфическими пространственными и временными масштабами. Весьма перспективно выявление этих масштабов и оценка их взаимосвязи, обусловленной естественными границами, пределами массоэнерго- и информационного обмена взаимодействующих геосистем. Учёт такой взаимосвязи на практике позволит выйти на новый уровень адаптивного ресурсопользования, ориентированного в целом на возобновляемые источники энергии и информационные технологии [Рифкин, 2015; Фюкс, 2016].

В свете этого для более полной и эффективной адаптации человека к ритмам и пространственным регулярностям водного цикла автору видится необходимым исследовать универсально-масштабные свойства и дискретность процессов влагооборота в геосистемах различного уровня. Такие исследования представляют собой новый закономерный этап развития сформировавшейся в последнее десятилетие целостной междисциплинарной социально-гидрологической теории – бассейновой теории, или бассейновой концепции, в первую очередь охватывающей воедино многообразие процессов формирования стока в отношении его количества и качества [Корытный, 2001, 2017; Sivapalan, 2005; Uhlenbrook, 2006; Фёдоров, 2007; Гарцман, 2008; Алексеевский, 2012].

Согласно обобщениям проф. У. Братсерта [Brutsaert, 2005], любое явление в системе круговорота воды должно рассматриваться в том масштабе, который определяется пространственно-временным разрешением (шагом) записи наблюдений и зависит от целей исследований. При этом надёжным критерием для принципиального выбора того или иного подхода к описанию гидрологического явления представляется пространственный масштаб, при котором производится параметризация внутренних механизмов этого явления, необходимо дополняющая широко и давно применяемый в науках о Земле принцип сохранения.

Выявление пространственно-временной организации¹ влагооборота, оценка и анализ критических значений величин, индицирующих смену масштабов водного цикла, позволяют понять природу нелинейного характера его процессов, отражающего физическую неоднородность (формы организации) взаимодействующих водных масс [Gupta et al., 1994; Goodrich et al.,

¹ Организация – структура связей элементов [Черкашин, 1997].

1997; Wood, 1998; Любушин и др., 2003; Найдёнов, 2004; Phillips, 2006; O’Kane and Flynn, 2007; Гарцман, 2008; Долгоносов, 2009; Виноградов, Виноградова, 2010; и др.].

Следует учитывать, что зачастую эта физическая неоднородность связана с отличиями химического состава воды, определяя качество водных ресурсов той или иной территории [Эдельштейн, 2005а, 2005б] и, с другой стороны, позволяя использовать растворенные вещества в качестве индикаторов источников питания и загрязнения водных объектов [Pinder and Johns, 1969; Воронков, 1970; и др.].

Сквозной идеей настоящей работы выступает понятие *инварианта*, или, точнее, *инвариантно-генетической последовательности* [И. Гарцман, 1976; 1977; Сочава, 1978], вытекающее из применения общезначимого принципа симметрии к исследуемой области.

Именно благодаря понятию инварианта вещественный (точнее: вещественно-энергетический) баланс является предметом не только инженерных расчетов, но и научного исследования. Регулярные, устойчивые, объективные связи между различными явлениями можно отобразить в виде специфических инвариантов, поиск которых в науках о Земле – дело необходимое и перспективное. Концепция инварианта призвана «сыграть в физической географии не меньшую роль, чем она уже сыграла в кристаллографии и, в особенности, в учении о симметрии, которое основывается на двух противоположных началах: преобразовании (изменении) и сохранении (инварианте)» [Сочава, 1978, с. 7].

Следует подчеркнуть, что принцип симметрии конкретизируется обычно в виде законов сохранения – в первую очередь сохранения массы и/или энергии. Полная теория объекта необходимо включает анализ действующих на объект сил. Следуя логике проф. Пола Дэвиса [Дэвис, 1989], можно утверждать, что природу водных циклов невозможно отделить от структуры (элементарного строения) и иерархии (субэлементарного строения) взаимодействующих геосистем. Геосистемы и их элементы взаимодействуют между собой, обмениваясь некими субэлементами – в данном контексте объемами воды. Такие взаимодействия можно рассматривать как способ, которым поддерживают свою целостность изменяющиеся геосистемы, представимые как абстрактные *симметрии* со своими инвариантами.

Одним из проявлений фундаментальной инвариантности в биосфере, на наш взгляд, следует считать устойчивые взаимосвязи специфических пространственных и временных масштабов явлений вещественных циклов различной природы, не исключая также связанные с ресурсопользованием производственные циклы и жизненные циклы продукта.

Применительно к явлениям водных циклов такие устойчивые связи могут выражаться, в частности, в виде конечных величин интенсивности движения воды как в отдельных звеньях и во всей системе глобального, регионального, локального круговорота воды. Примечательными

в этом плане представляются 30-летней давности рассуждения английского исследователя Дж. Дуга о гидрологических законах, разным образом проявляющихся в различных пространственно-временных масштабах [Dooge, 1986].

Развитие теории энерговлагообмена на суше в последнее десятилетие привело к признанию того, что в системе 'атмосфера – подстилающая поверхность' регулярно формируются разномасштабные упорядоченные энерговлагообменные структуры. Анализ массовых данных, в частности, свидетельствует, что пространственные масштабы соотносятся с временными: межсуточные (синоптические) циклы соответствуют масштабу регионов, в которых происходит перенос погодных систем, а сезонные циклы – природным зонам, отличающимся друг от друга среднеклиматическим режимом [Шмакин, 2006]. Более того, современные программы исследований влагооборота нацеливают на выявление и применение взаимосвязей между пространственной структурой и динамическими характеристиками процессов движения воды [Gupta et al., 1994; Blöschl, Sivapalan, 1995; Васильев, Мандыч, 2000; Brutsaert, 2005; Beven, 2006; Гарцман, 2008; Виноградов, Виноградова, 2010; и др.], а также специфических (предпочтительных) пространственных узлов и моментов времени, в которых водные потоки преимущественно сосредоточены [Grayson et al., 1997; Uhlenbrook, 2006].

Цель данной работы – исследование специфических пространственно-временных масштабов и геоэкологических индикаторов круговорота воды в наземных геосистемах, направленное на обоснование адаптивных стратегий и методов неистощительного хозяйственного использования природных ресурсов.

Для достижения поставленной цели автором решались следующие задачи:

- 1) разработать систему типов структурных моделей влагооборота в условиях различной влаго- и теплообеспеченности геосистем;
- 2) показать наличие тесной связи временных и пространственных специфических масштабов круговорота воды в геосистемах, в том числе:
 - а) в формировании экстремальных паводков на обширных территориях,
 - б) в механизмах реакции гидросферы на происходящие изменения климата,
 - в) в резком росте и последующем снижении выноса железа на крупных реках системы Амура в конце 1990-х гг.;
 - г) в обосновании применения геохимических индикаторов (трассеров) источников питания водных объектов;
- 3) определить критерии образования озерных геосистем в долинах больших рек в условиях направленной аккумуляции;
- 4) выявить необходимые условия устойчивости мелкозалежных торфяно-болотных

ландшафтов в условиях их интенсивного сельскохозяйственного освоения.

Объектами исследований являются речные бассейны и их компоненты, озерные и болотные геосистемы, расположенные преимущественно на юге Дальнего Востока России. В основу настоящей работы положены результаты многолетнего (1981–2017 гг.) изучения водного режима, элементов водного баланса и ландшафтно-гидрологических характеристик естественных и преобразованных человеком болотных, озёрных и речных геосистем Дальневосточного региона России и за его пределами. Основная часть материала собрана в бассейне Амура в процессе проведения коллективных комплексных и гидролого-гидрохимических экспедиционных и полу-стационарных исследований Института водных и экологических проблем ДВО РАН, Тихоокеанского института географии ДВО РАН, Института исследований человечества и природы (Япония), Института комплексного анализа региональных проблем, Дальневосточного государственного университета (ныне Дальневосточного федерального университета) и др. учреждений РФ. За этот же период были проанализированы имеющиеся литературные источники по данной проблеме, картографический материал, космические и аэрофотоснимки, справочники, фондовые и отчетные материалы ряда госучреждений Российской Федерации.

Методологической основой работы является *системный подход*, последовательно развиваемый в диссертации применительно к явлениям круговорота воды в географической оболочке. Автор также руководствовался феноменологическим принципом [Том, 2006], принципом единства хронологического и хронологического подходов – гипотезой эргодичности [Калинин, 1968; Никольская, 1974; И. Гарцман, 1976; Грегори, 1988]), принципом актуализма [Прозоров, 2008], принципом симметрии [Кравченко, 1998], принципом локальности [Эйнштейн, 1967], принципом антропности [Тютюнник, 1996], применение которых, в свою очередь, обосновано в настоящей работе.

В работе применяются стандартные методы математической обработки в среде Microsoft Excel и Minitab, картографические методы и методы общегеографического анализа. Полевые стационарные и экспедиционные работы проводились согласно существующим правилам и стандартам.

Научная новизна. Автором впервые проведены исследования процессов влагооборота (водного цикла) в наземных геосистемах Дальнего Востока на основе представления регионального водного цикла как развивающейся и сложноорганизованной целостности, включающей локальные водные циклы в форме элементов.

Такая концепция впервые последовательно реализована в форме:

- системы взаимообусловленных специфических пространственных и временных масштабов круговорота воды в геосистемах суши,

- инвариантно-генетической типизации концептуальных моделей геосистем в широком диапазоне условий увлажнения,
- ряда выявленных существенных индикаторов естественных глобального, регионального и локального водных циклов:
 - климатически обусловленной скорости передачи сигнала в системе влагооборота на суше,
 - частных и интегральных геохимических трассеров генетических составляющих стока;
 - интенсивности осадконакопления в озерах в условиях направленной аллювиальной аккумуляции,
 - интенсивности торфонакопления на озерно-аккумулятивных равнинах.

На основе установленных индикаторов-критериев автором разработаны:

- концептуальная основа иерархической бассейновой структуры поверхности суши;
- концептуальная модель климатически обусловленного химического паводка в бассейнах больших рек на границе криолитозоны;
- концептуальная модель ландшафтно-гидрологических последствий изменений глобального климата;
- зависимость долей источников питания малых рек от интенсивности увлажнения – фазы водного режима;
- ландшафтно-гидрологическая генетическая типизация озер в долинах больших рек;
- геоэкологическая типизация мелкозалежных торфяных болот, подверженных сельскохозяйственному освоению различной интенсивности.

Исследованиям автора по ряду направлений данной работы была оказана финансовая поддержка со стороны: Международного Фонда К. и Дж. Макартуров (1995–1996), Российской Федеральной целевой программы «Интеграция» (1998–2000), ESRI (2000), РФФИ (1998, 2001–2002, 2003–2005, 2006–2007, 2008, 2010, 2011–2013, 2014–2016, 2016–2018), Президиума Дальневосточного отделения РАН и ФАНО (2003–2004, 2005–2006, 2007–2008, 2011–2014, 2015–2017), Правительства Хабаровского края (2001–2002), Международной Ассоциации Модельных Лесов (2000–2003), Института исследований человечества и природы (Япония, 2006–2010), Экологического центра г. Мизула (США, 1999–2000).

Практическая значимость исследований заключается в обосновании и развитии классификационных и расчетных методов применительно к конкретным природным объектам, в методическом обеспечении оценки минеральных ресурсов озер Нижнего Амура, в рекомендациях по минимизации воздействий строящихся и эксплуатируемых производственных объектов на природную среду, в рекомендациях по рациональному сельскохозяйственному использованию торфяно-

болотных ландшафтов, в развитии и адаптации методов инженерно-экологического мониторинга районов проектируемых и действующих хозяйственных объектов. Материалы автора использованы в научных отчетах, справках, рекомендательных и пояснительных записках Института водных и экологических проблем ДВО РАН и Тихоокеанского института географии ДВО РАН, направляемых в Президиум ДВО РАН, а также в руководящие, плановые, проектные, научно-исследовательские учреждения (Правительство Хабаровского края, ДальНИИГиМ, Институт горного дела ДВО РАН, Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Амурское бассейновое водное управление, Амурское бассейновое управление пути, ГИПРОтранс, ОАО «Российский экологический альянс», Амур-Охотский Консорциум, Институт исследований человека и природы, Киото) и в хозяйствующие субъекты (сельскохозяйственное предприятие "Вознесенское" (Хабаровский край), ОАО "Хабаровский речной порт", ОАО "Амурское речное пароходство", ОАО "Хабаровский водоканал", ОАО "Амурский водоканал" и др.).

Исследования выполнялись в рамках научных тем Института водных и экологических проблем ДВО РАН с номерами госрегистрации 01.9.40006332, 01.9.60012180, 01.200.1 17937, 01.2.007 05230, а также научных тем Тихоокеанского института географии ДВО РАН с номерами госрегистрации 01.200.93917 и 0272-2015-0023. Выполненная работа вносит определённый вклад в решение задач Федеральной Государственной программы «Чистая вода» (2009–2017 гг.), предусматривающей модернизацию водохозяйственного сектора России.

Апробация работы. Основные положения работы и ее результаты были представлены на 30 международных, всероссийских и региональных симпозиумах, конференциях, совещаниях, проводимых в СССР и РФ: IV зональной научно-технической конференции «Повышение мелиорации и водного хозяйства на Дальнем Востоке» (Уссурийск, 1987); Всероссийской научно-практической конференции «Актуальные проблемы социальной экологии» (Хабаровск, 1989); Международных научных симпозиумах «Закономерности строения и эволюции геосфер» (Хабаровск, 1994, 2003); региональной конференции «Природопользование в свете принципов устойчивого развития региона» (Хабаровск, 1999); XI и XIII совещаниях географов Сибири и Дальнего Востока (Иркутск, 2001, 2007); форумах ЭКВАТЕК-2002 (Москва, 2002); ЭКВАТЕК-2008 (Москва, 2008); Межрегиональной научной конференции «Природно-ресурсный потенциал Азиатской России и сопредельных стран» (Иркутск, 2002); Всероссийской научно-методической конференции «Моделирование географических систем» (Иркутск, 2004); Всероссийской научно-методической конференции «Структурная организация и взаимодействие упорядоченных социоприродных систем» (Биробиджан, 1994); V и VI Международных научных симпозиумах «Человеческое измерение в региональном развитии» (Кульдур, 1995; Биробиджан, 1998); Международных научных симпозиумах «Проблемы устойчивого развития регионов в

XXI веке» (Биробиджан, 2002, 2004); Всероссийской научно-практической конференции «Проблемы выживания человечества» (Томск, 1994); I–III Межрегиональных научных конференциях «Современные проблемы регионального развития» (Биробиджан, 2007, 2008, 2010; 2014); Межрегиональных научно-практических конференциях «Проблемы экологической безопасности» (Благовещенск, 1995); «Природные ресурсы Забайкалья и проблемы природопользования» (Чита, 2001); «Актуальные проблемы водохранилищ» (Борок, 2002), «Комплексные исследования природной среды в бассейне реки Амур» (Хабаровск, 2009); III и V региональных научно-практических конференциях к Всемирным Дням воды и метеорологии «Функционирование геосистем» (Владивосток, 2002, 2004); Всероссийской научной конференции «Фундаментальные проблемы изучения и использования воды и водных ресурсов» (Иркутск, 2005); XXI Всероссийского (с международным участием) совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока (Якутск, 2015); II Всероссийской конференции с международным участием "Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами" (Владивосток, 2015), Вторых Виноградовских чтениях (Санкт-Петербург, 2015), а также на международных научных конференциях: XIV INQUA Congress (Берлин, 1995), «Science for Watershed Conservation: Multidisciplinary Approaches for Natural Resources Management» (Улан-Удэ, 2004), «Land Cover and Land Use Change in North East Asia» (Владивосток, 2009), «Boreal Forests in Changing Climate» (Красноярск, 2011), 14th (Санкт-Петербург, 2012) и 15th (Коимбра, Португалия, 2014) конференции Евросредиземноморской сети экспериментальных и репрезентативных бассейнов (Euromediterranean Network of Experimental and Representative Basins – ERB), Генеральной Ассамблее Европейского Геофизического Союза EGU-GA (Вена, 2009; Вена, 2013), итоговом симпозиуме Международного Амуро-Охотского научного проекта «AMORE» (Киото, 2010), 2-м, 3-м и 4-м совещаниях Международного Амур-Охотского Консорциума (Саппоро, 2011; Хабаровск, 2012; Владивосток, 2013), III Международной конференции "Resources, Environment and Regional Sustainable Development in Northeast Asia" (Владивосток, 2016), на семинаре в Вегенеровском Центре изменения климата и окружающей среды Университета Грац, Австрия (Wegener Centre of Climate and Environment Change, Graz University, 2009), в Институте исследований человечества и природы, Киото, Япония (Research Institute for Humanity and Nature, 2008), в Дельфтском техническом университете, Нидерланды (TU Delft, 2007), в лаборатории экспериментальной гидрологии Словацкого гидрологического института (г. Липтовски-Микулаш, 2013), а также на рабочих совещаниях, семинарах и лекциях в ряде организаций РАН, Госкомгидромета, Министерства образования и науки РФ, Правительства Хабаровского края.

Основное содержание диссертации, теоретические положения и результаты их развития изложены в более чем 170 публикациях, в том числе в одной авторской и трех коллективных

монографиях общим объёмом около 69 п.л. и 98 статьях, в том числе в 24 статьях в рецензируемых отечественных журналах из списка ВАК.

Объем и структура работы. Диссертация общим имеет объем 300 страниц и включает введение, семь глав, заключение, список литературы из 587 источников и три приложения.

Предмет защиты – типологии² структурно-функциональных моделей влагооборота в разноранговых наземных геосистемах, а также теоретические положения, методы и расчетные схемы геоэкологической индикации процессов круговорота воды в геосистемах юга Дальнего Востока РФ.

Защищаемые положения.

1. Взаимосвязь между функциональной и пространственно-временной структурами приповерхностного влагооборота в геосистемах обеспечивает объективное основание для типизации структурно-функциональных моделей водного цикла с учетом различной влаго- и теплообеспеченности геосистем.

2. Взаимообусловленность специфических пространственных и временных масштабов влагооборота в ландшафтной оболочке выступает критерием иерархической суббассейновой и бассейновой организации стока, которая включает малые, средние и большие речные бассейны, различающиеся по структуре и основному процессу.

3. При избыточном увлажнении территории отмечается существенное возрастание характерных пространственно-временных масштабов процессов регионального и локального влагооборота по отношению к масштабам унаследованных природных и природохозяйственных систем.

4. Соотношение скорости устойчивой аллювиальной аккумуляции в долинах больших рек и скорости осадконакопления в их припойменных озерах определяет генезис, морфогенетическую дифференциацию и условия формирования минеральных ресурсов озерных геосистем.

5. Соотношение скорости аккумуляции торфа в торфяно-болотных геосистемах и скорости его сработки при сельскохозяйственном освоении является критерием неистощительного использования торфяных болот.

Первая глава диссертации содержит развернутую оценку места и роли влагооборота в системе вещественно-энергетических круговоротов, протекающих в биосфере. Дан анализ

² Типология – классификация, представляющая соотношения между разными типами предметов, явлений. Типологическое расслоение даёт представление об объекте как о системе в виде совокупности разных типов (форм) его существования [Черкашин, 1997].

взаимосвязей вещественных циклов, приводится вариант построения парагенетических рядов вещественных масс, взаимодействующих внутри геосистем, в виде инвариантно-генетических типологий ландшафтной оболочки Земли. На основе понятия инвариантно-генетической последовательности форм организации вещественных компонентов геосистем, включенных в производственные отношения, сформулирована концепция комплексного адаптивного природопользования.

Во второй главе на основе обобщения эмпирического материала, накопленного многими авторами при исследовании водного цикла в геосистемах, показана внутренняя, – обусловленная логикой становления гидросферы как целостного образования, – связь между специфическими пространственными и временными интервалами замыкания водного баланса. Тем самым доказано существование предпочтительных пространственно-временных масштабов в системе влагооборота. Автором предложены структурно-функциональные типы концептуальных моделей приповерхностного влагооборота с учетом различной влаго- и теплообеспеченности геосистем.

В третьей главе изложена классификация типов моделей геосистем в зоне достаточного и избыточного увлажнения (в гумидном климате) с учетом соотношения ведущего гидрологического процесса геосистемы и процесса текущего, обусловленного изменчивостью влагонасыщения системы. Предложенная система типов отражает пространственно-временную организацию процессов влагооборота в наиболее влагообеспеченных природных условиях. Сделан вывод об инвариантном (мало зависящем от масштаба) соотношении специфических пространственных и временных масштабов влагооборота в широком диапазоне ландшафтных условий. Дана количественная оценка связи этих масштабов в форме отношений специфических пространственных и временных интервалов оптимального замыкания водного баланса (ВБ), приведена физическая интерпретация этой оценки.

В четвертой главе анализируется единая пространственно-временная организация стока, при этом сток рассматривается как высшая на данном этапе эволюции Земли форма организации водных масс на суше. Доказывается континуально-дискретная природа стока, вытекающая из соотношения основного процесса в системе влагооборота в данной геосистеме и специфики исследовательской задачи, анализируется неравновесность процесса стокоформирования. Автором предложено структурно-функциональное обоснование бассейновой структуры поверхности суши как пространственного отражения единства процессов влагооборота в геосистемах.

Ряду конкретных исследований в развиваемом методическом русле – поиску инвариантной величины, определяющей процессы влагооборота, – посвящены три последние главы диссертации. Пятая глава работы содержит результаты индикационных исследований простран-

ственно-временной организации стока, в частности гидрологических последствий изменений глобального климата, климатически обусловленных геохимических паводков в бассейне Амура, нелинейных эффектов при формировании катастрофических дождевых паводков на ДВ, а также геохимической индикации (применения природных трассеров) динамики элементов водного цикла в геосистемах малых речных бассейнов.

В шестой главе разрабатывается типологическая инвариантно-генетическая система лимногенеза, происходящего в условиях направленной аккумуляции в долинах больших рек, основанная на применении предложенного инвариантного критерия – количественного соотношения интенсивности седиментации в верхней и нижней частях озерного ложа.

В седьмой главе исследуются закономерности антропогенного преобразования влагооборота в болотных геосистемах юга Дальнего Востока и критерии устойчивости этого преобразования, связанные с предельным соотношением темпов естественной аккумуляции и сельскохозяйственного истощения органогенных почвенных горизонтов.

В трёх приложениях излагаются отдельные элементы геометрической³ теории влагооборота в геосистемах суши, детализирующие концепцию автора.

Автор диссертации признателен многим людям, помогавшим автору в получении и анализе излагаемого материала: д.г.н. Б.И. Гарцману, к.г.н. Т.С. Губаревой (ТИГ ДВО РАН, ИВП РАН), к.т.н. А.Н. Бугайцу (ТИГ ДВО РАН, ДВНИГМИ), к.г.н. В.И. Киму, к.б.н. М.А. Климину, И.Г. Мещенину, к.б.н. А.П. Неудачину, к.т.н. К.Г. Баканову, акад. РАН И.П. Дружинину, д.г.-м.н. К.П. Караванову, к.г.н. Ф.С. Коту, д.г.-м.н. В.В. Кулакову, к.г.н. С.И. Левшиной, к.б.н. Ю.А. Матрошилову, д.г.н. А.Н. Махинову, к.г.н. П.В. Новороцкому, к.г.н. Е.С. Петрову, А.В. Скорик, А.С. Третьякову, к.г.н. В.П. Шестёркину (ИВЭП ДВО РАН), проф. д.г.н. Л.М. Коротному, д.г.н. А.Т. Напрасникову, проф. д.г.н. А.К. Черкашину (ИГ СО РАН), проф. д.г.н. Н.И. Коронкевичу, к.г.н. А.Ф. Мандычу, к.г.н. В.Н. Федорову, к.г.н. С.В. Долгову (ИГ РАН), д.г.н. А.С. Федоровскому (ДВФУ), к.г.н. А.М. Тарбеевой (МГУ им. М.В. Ломоносова), д.г.н. В.И. Чупрынину, д.б.н. Б.И. Сёмкину, к.г.н. А.Г. Болдескул, С.Ю. Лупакову, к.г.н. Т.Н. Луценко, Е.А. Шекману, к.г.н. М.А. Макагоновой (ТИГ ДВО РАН), к.б.н. Н.К. Кожевниковой, к.г.-м.н. Г.А. Челнокову (ДВГИ ДВО РАН), Л.В. Матвеевой (ДВФУ), к.г.-м.н. В.В. Юшманову (ИКАРП ДВО РАН), д.т.н. Б.М. Долгоносову (ИВП РАН), Л.С. Лебедевой, О.М. Макарьевой (ИМЗ СО РАН), а также проф. Гюнтеру Блэшлю (Австрия), д-ру Ладиславу Холко (Словакия), д-ру Такео Ониши, д-ру Мунеоки Ё, д-ру Масаюки Кавахигаши, д-ру Такаюки Шираива, д-ру Котаро Ямагата (Япония).

³ Геометрический – здесь означает «порожденный свойствами единого пространственно-временного многообразия заданного объекта».

1. ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ФУНКЦИЯ ВЛАГООБОРОТА

1.1. Роль воды в системе вещественных круговоротов в биосфере

1.1.1. Вещественно-энергетическая основа биосферы

В.И. Вернадский [2001], опираясь на имеющиеся научные данные, утверждал, что наша планета может быть разделена на концентрические оболочки, сферы, устойчивые в пространстве и времени, но пребывающие в непрерывном закономерном изменении и становлении в геологическом времени. Эти концентрические оболочки находятся в относительно устойчивом динамическом равновесии, которое, по мнению В.И. Вернадского, можно назвать организованностью планеты; отличие организованности от механизма в основном заключается в том, что в ходе времени точки той или иной оболочки возвращаются не в исходное, а лишь близкое ему положение. Понятно, что геосферы не должны пониматься как некие геометрически правильные концентрические планетарные объемы, ограниченные сферическими или эллипсоидальными поверхностями.

Признавая, что географическая организация интегрирует специфические вещественные и надвещественные геосистемы верхней части литосферы, всей гидросферы, нижней части атмосферы, а также все биогеосистемы и отчасти биосистемы [Круть, 1978], следует признать и существование специфической географической оболочки, характеризующейся специфическим географическим процессом. Впервые эту идею выдвинул А.А. Григорьев в 1932 году. В этом процессе выделяются глубинная (текторморфогенетическая) и поверхностная (экзогенная) составляющие, различающиеся по источникам и типам энергии, а так же по характеру темпов и ритмов. Развитие биосферы, по А.А. Григорьеву, можно рассматривать как индикатор «интенсивности» поверхностного географического процесса.

Говоря о географической оболочке и географическом процессе, мы принимаем во внимание существенную преобразующую роль живых организмов и человека на Земле и, тем самым, не ограничиваем свое рассмотрение рамками *физико*-географического процесса. Таким образом, логичнее здесь и далее говорить о биосфере как географической оболочке, целенаправленно или опосредованно преобразуемой в процессе жизнедеятельности организмов и человека.

Фундаментальные исследования российских географов В.В. Докучаева [1951], В.И. Вернадского [1959], А.А. Григорьева [1943], М.И. Будыко [1948], В.Б. Сочавы [1978], А.Г. Исаченко [1990] и др. подтверждают тот факт, что состояние биосферы в значительной мере контролируется притоком и соотношением тепла и влаги. В первую очередь благодаря опосредующей роли воды вся географическая оболочка пронизана множеством непрерывных круговоротов веществ и энергии, поддерживающих жизнедеятельность всех живых существ на Земле

[Дерпгольц, 1979]. Для уточнения понятий мы, следуя концепции И.В. Крутя [1978], под веществами и энергией, участвующих в планетарных жизнеобеспечивающих циклах, рассматриваем "геовещества" и "геоэнергию" – в силу их приуроченности к земной природе.

Энергетической основе дифференциации географической оболочки Земли посвящено немало исследований [Хильми, 1966; Волобуев, 1974; Шипунов, 1980; Павлов, 1984; Берушавили, 1986; Тебелеева, 1995; Степанов, 2003; Сагалович, 2004; Макунина, 2011; Барцев и др., 2011; и др.].

Прежде всего, нужно сказать, что данная оболочка подвержена различным ведущим (внешним) видам энергии – солнечной, эндогенной, (гео)гравитационной, энергии электромагнитного поля, энергии вращения Земли вокруг своей оси, энергии орбитального вращения Земли, энергии лунных приливов (селеногравитационной), орбитальной энергии космических тел в гравитационном поле Земли, энергии космического (не солнечного) излучения и др. Подчеркнем, что работа гравитационного поля Земли происходит, во-первых, в процессах литогенеза, который в частности проявляется в форме вертикальной дифференциации горных пород, и, во-вторых, во взаимодействии с энергией недр Земли, контролирующей процессы поднятия и опускания фрагментов земной коры, нарушающих гравитационное равновесие.

В данном контексте нельзя согласиться с Г.С. Макуниной [2011], которая выделяет следующие три ведущих энергетических фактора, систематически «возбуждающих» процессы массоэнергопереноса в биосфере: солнечную энергию; эндогенную энергию, которая проявляется в интенсивности развития гравитационных процессов; и энергию атмосферной циркуляции. Мы полагаем, что производные виды энергии включают энергию массопереноса в географической оболочке Земли: энергию циркуляции воздушных масс в атмосфере, океанических течений, совокупности денудационных процессов, формы биологической энергии, а также энергию человеческой деятельности, преобразующей естественную среду обитания.

Основным источником энергии биосферы является Солнце. Длинноволновое и коротковолновое излучение, испускаемое этой звездой, поступает сквозь воздушную оболочку нашей планеты к ее поверхности. При этом часть этой энергии отражается атмосферными образованиями (облачными системами, аэрозолями, водяным паром) и поверхностью нашей планеты, а оставшаяся часть поглощается атмосферой, гидросферой, почвой, растительным покровом.

Поглощённая солнечная радиация трансформируется в основном в тепловую, около 10% [Рамад, 1981] её представляет собой фотосинтетически активную радиацию, благодаря которой протекает реакция фотосинтеза и возобновляется растительная биомасса планеты, составляющая основу биоресурсов для человека. Размер планетарной биомассы контролируется как величиной притока солнечной энергии (согласно [Будыко, 1975], усваивается 0,05% её объема, по Ф.

Рамаду [1981] – 0,1–1,6%), так и уровнем влагообеспеченности и поступлением питательных веществ – веществ, обеспечивающих полноценную жизнедеятельность организмов и их сообществ. Подавляющая часть питательных веществ поступает в фотосинтезирующие растения (продуценты, автотрофы) в виде водных растворов из почвы, некоторая часть – с жидкими атмосферными осадками как водными растворами атмосферных газов и аэрозолей. В дальнейшем, в последующих звеньях биотических круговоротов, происходит трансформация запасённой продуцентами энергии через усвоение их биомассы консументами (травоядными и хищными организмами, гетеротрофами) и редуцентами (сапрофагами) [Одум, 1975]. В конце концов, после полного распада первичной биомассы, вещества вновь возвращаются в биотический цикл, растворяясь в природных водах.

Таким образом, круговороты веществ в биогеоценозах (экосистемах) происходят исключительно благодаря круговороту воды, и природные системы, обеспечивающие человека биологическими и минеральными ресурсами, не могут функционировать вне процессов движения водных масс. С водными циклами тесно связаны практически все основные процессы в географической оболочке: развитие денудационных форм рельефа, перенос растворённых и нерастворённых веществ, выщелачивание горных пород, некоторые металлогенические процессы, процессы почвообразования, климат и др. [Полынов, 1953; Анохин, 1974; Перельман, 1975; Чижевский, 1976; Снытко, 1978; Солнцев, 1981; Посохов, 1981; Добровольский, 1983; Глазовская, 1988; Семенов, 1991; Ивлев, 2001; Сорохтин и др., 2004; Hodges et al., 2004; Монин, Берестов, 2005; Эдельштейн, 2005а, 2005б; Глазовский, 2006; Махинов, 2006; и др.].

Г.С. Макунина, развивая геофизическую концепцию континентальных ландшафтов [2011], приходит к выводу, что геофизическая структура системы производных ландшафтных процессов представлена совокупностью видов стока – горизонтальных и вертикальных вещественных потоков. Биогеофизический влагооборот (влагооборот в биогеосфере) обозначается Г.С. Макуниной как главный механизм, осуществляющий взаимодействие живого и минерального вещества и определяющего, в конечном счете, сток. Как следствие, основными функциями геофизической системы ландшафта как относительно целостного фрагмента географической оболочки являются: трансформация метеорологических процессов в гидрологические (инфильтрация, десукция, транспирация, сток); контроль интенсивности гидрогенной мобилизации и влагопереноса веществ; гидротерморегуляция процессов локального вещественного обмена; воспроизводство биомассы (биопродукционные процессы).

Вместе с тем, круговорот воды лежит в основе распределения природных вод в планетарном, региональном и локальном масштабах. Тем самым он обеспечивает постоянное движение вод во всём многообразии процессов и явлений, определяющих количество и качество вод-

ных ресурсов [Калинин, 1968; Эдельштейн, 2005б].

Таким образом, круговорот воды в виде системы гидрологических циклов⁴ выполняет важнейшую интегрирующую геоэкологическую функцию: пронизывая, непрерывно взаимодействуя с атмосферой, литосферой и биосферой, круговорот воды интегрирует все земные оболочки в единое целое, в биогеосистему. Согласно исследованиям А.Г. Исаченко [1990], именно такие «сквозные» потоки субстанций, которые играют действительно интегрирующую, системообразующую роль, объединяют все вещественные компоненты в одно целое – это имелось в виду, когда предлагалось трактовать единый (интегральный) физико-географический процесс как функционирование геосистем.

Из этого в первую очередь следует, что любые естественные или антропогенные изменения в одном из звеньев – на глобальном, региональном или локальном уровне – могут вызвать соответствующие изменения не только в других его звеньях, но и в других географических оболочках. Понимание указанных связей может обеспечить научную основу адаптации к переменам геоэкологических условий жизнедеятельности человека и основу управления природными ресурсами, в первую очередь такими динамическими, как водные, климатические, биологические (включая биокосные), минеральные, трудовые (население).

1.1.2. Подобие в типологиях вещественных циклов как проявление относительного внутреннего единства географической оболочки

Широкое признание получило иерархическое строение тех или иных компонентов природной среды – однородных геосистем в трактовке А.Д. Арманды [1988], т.е. геосистем, состоящих из однотипных взаимозаменяемых элементов, или, проще говоря, из частиц (вещества) одной природы. Геосистема (территориальный комплекс) может рассматриваться в общем случае как пространственно выраженная система вещественных компонентов, взаимодействующих друг с другом и географической средой (авторская интерпретация определения В.С. Михеева [2001]).

Иерархическое строение необходимо отражает генезис вещественной планетарной оболочки (его историческую последовательность [И. Гарцман, 1976, 1977], или временную "развёртку" [Арманд, 1996]) и может служить одним из оснований естественных упорядоченных типизаций в различных областях научного знания. Существование естественных типологий (не

⁴ Глобальный гидрологический цикл в отличие от более узкого понятия влагооборота или круговорота воды представляет собой перемещение водных масс и их трансформацию вместе с растворенным и взвешенным веществом и бионтами с заключенной в них энергией [Эдельштейн, 2005б].

обязательно иерархических) обосновано в [Круть, 1978], а также в послесловии к этой книге [Соколов, Мейен, 1978]. По убеждению последних, создание содержательной теории означает, прежде всего, подведение под нее фундамента из естественных типологий соответствующих объектов, а из концепции естественных типологий закономерно вытекает концепция уровней организации природных объектов. Существуют также концепции уровней организации социальных систем и территориально-хозяйственных комплексов [Гольц, 1986], уровней природопользования как основы механизма коэволюции человека и природы [Геосистемы..., 2010].

Проблеме естественных типологий/классификаций в системе географических наук, а также принципам, методам и результатам исследований структурного и функционального подобия географических систем посвящены работы А.К. Черкашина и его школы [Черкашин, 1997, 2005; Солодянкина, 2005; Гомология..., 2009]. Структурное подобие рассматривается как подобие по строению сравниваемых объектов, а функциональное – как подобие выполняемых функций и существующих связей.

Сходство, подобие отношений, структур и функций часто передается логико-математическими терминами *изоморфизм* и *гомоморфизм*, выражающими соответственно одинаковость и уподобление структуры сравниваемых систем. Гомология выражает сходство важнейших свойств, проявляющих сущность объектов, которая может быть одинаковой, несмотря на внешние различия. Гомология фиксирует правило (закон) подобия, поэтому формирующиеся дискретные ряды гомологические ряды обладают некоторым инвариантным свойством и проявляют различия в последовательности элементов ряда, вызванные переходом количественных изменений в качественные, при сохранении общей закономерности функционирования элементов [Гомология..., 2009].

Некоторые наши междисциплинарные исследования в изложенном контексте [Третьяков, Шамов, 1998] указывают на вероятные признаки подобия в развитии форм различных вещественных масс – гомоморфного развития. Такое подобие в существенной мере обусловлено, как мы полагаем, именно гидрологическими циклами, приводящими в движение ландшафтную оболочку и тем самым интегрирующими весь комплекс географических процессов и явлений. В этом смысле влагооборот, очевидно, лежит в основе изоморфизма и гомоморфизма географической оболочки, а его изучение с необходимостью выходит за рамки гидрологической науки.

В качестве примеров иерархических типизаций различных вещественных компонентов географической оболочки, которые можно сгруппировать в гомологические ряды, можно назвать:

1) инвариантно-генетическую последовательность форм организации водных масс [И. Гарцман, 1976],

- 2) последовательность главных ступеней эволюции организменной формы жизни [Завадский, 1968],
- 3) генетическую последовательность почв [Степанов, 1986],
- 4) иерархию тел геодинамического комплекса и присущих им поверхностей [Полунин, 1989],
- 5) иерархические системы морфоструктур земной поверхности [Мясников, Худяков, 2010],
- 6) единую модель организации атмосферы, гидросферы и литосферы [Круть, 1978],
- 7) последовательность структурных уровней территориальных общностей расселения и хозяйства, построенных на оценках времени транспортной доступности [Гольц, 1986],

Понятно, что указанные построения не исчерпывают всего многообразия природных и социоприродных процессов и могут быть дополнены другими подобными конструктами.

На рис. 1.1 схематично показаны три основные формы глобального влагооборота, выявленные и детализированные И. Гарцманом [1976]. Эти формы образуют естественно-историческую последовательность, отражающую основные этапы развития гидросферы и смену процессов энергомассообмена, лежащих в их основе.

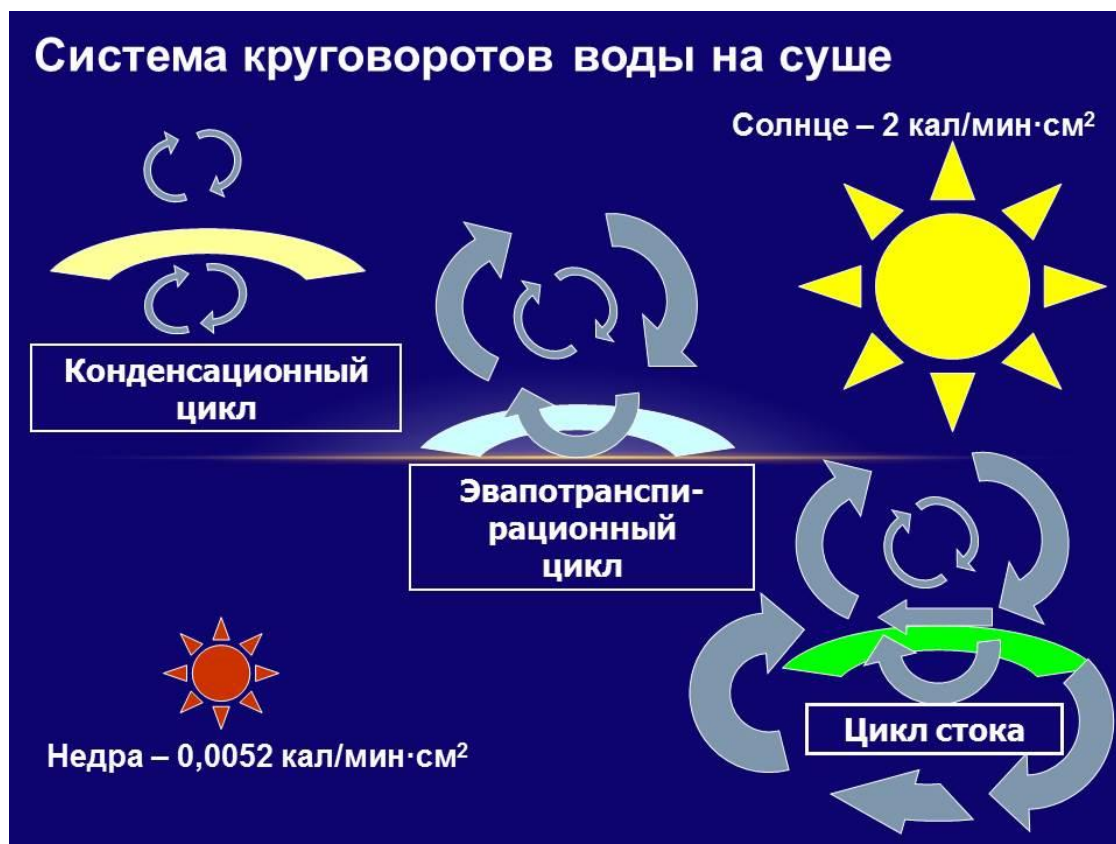


Рис. 1.1. Основные формы развития влагооборота с источниками тепла (на основе работы И. Гарцмана [1976] с авторскими дополнениями).

Принципиальные отличия указанных форм заключаются в переходе от избытка тепла и недостатка влаги в условиях доминирования паро-капельного обмена в рамках конденсационного цикла (в атмосфере и недрах Земли) к избытку влаги в условиях преимущественного стокоформирования в рамках цикла стока. В этом же направлении во влагообороте снижается доля участия солнечной энергии и геотермальной энергии при усилении роли гравитационной энергии, систематически трансформирующейся в энергию водных потоков различного вида.

Данное представление глобального водного цикла соответствует анализу его явлений как перемещения водных масс из одной комбинации в другую, выполненному основоположником отечественной гидрологии В.Г. Глушковым [1961]. Вода в истории гидросферы 1) циркулирует в пределах атмосферы (паро-капельный обмен), 2) движется от атмосферы к земной поверхности и обратно (испарение и транспирация), 3) систематически пронизывает атмосферу, земную поверхность и литосферу (процессы формирования стока). В рамках своего цикла вода трансформируется и меняет свои физические состояния и химические свойства в зависимости от свойств насыщаемой среды и запаса тепла.

По справедливому мнению В.Г. Глушкова [1961], явления гидрологического цикла в некотором смысле представляют собой постоянную борьбу двух сил – силы тяжести и силы молекулярного взаимодействия: "вода, являясь могучим конденсатором тепловой энергии, получаемой от солнца, расходует громадные количества ее или в форме отдачи теплоты (при конденсации – *В.Ш.*), или в форме работы против силы тяжести".

Несмотря на многообразие иерархических (структурно-генетических) типизаций вещественных компонентов биосферы и обилие дисциплинарных методов и приёмов построения таких типизаций, можно предположить, что существует нечто общее, что может их роднить. Этот «общий знаменатель», или, следуя идее В.Б. Сочавы, "инвариант географической оболочки", я полагаю, может быть обусловлен длительной общей эволюцией – коэволюцией – геосистем, интегрирующим агентом которой выступает такое уникальное вещество, как вода.

По мнению многих исследователей, появление геосфер на планете не было одновременным: оболочки, представленные более сложноорганизованными объектами, как правило, возникали в процессе планетарной эволюции после менее «сложных». Гидросфера, возникшая на стыке литосферы и атмосферы около 4 млрд. лет назад [Посохов, 1981; Клиге и др., 1998], существенно преобразила облик поверхности планеты. Существовая в виде непрерывных разномасштабных в пространстве и времени водных циклов, гидросфера не только приобрела собственную историю, но и обусловила рождение и эволюцию биосферы [Berkner and Marshal, 1965; Бернал, 1969; Глейзер, Нусинов, 1985; Заварзин, 2001], включая человеческое общество с уже созданной им техносферой.

Можно констатировать многоликость качественного проявления предполагаемого инварианта географической оболочки. Ниже приведены лишь некоторые из его аспектов.

1. Низшие растительные организмы – водоросли и лишайники – являются наиболее высокоорганизованными представителями своих царств на участках твердой поверхности, где в среднем влага присутствует в виде моно- или полимолекулярных плёнок. С другой стороны, сосудистые растения массово поселяются при условии достаточного объема капиллярных форм влаги в субстрате, а начинают доминировать в растительном покрове вблизи временных и постоянных водотоков, которые здесь рассматриваются как высшие формы организации водных масс в зоне выветривания.

2. Издавна наиболее крупные поселения людей с наиболее развитой хозяйственной и социальной структурой появлялись на берегах рек [Корытный, 2001]. В областях гумидного и семигумидного климата с хорошо развитой долинной речной сетью складываются наилучшие условия для жизни человеческих сообществ [Уфимцев, 2011]. Степи и полупустыни, обильно увлажняемые лишь в короткие периоды года и для которых свойственно наличие лишь транзитных постоянных водных потоков и сезонных пресноводных водоёмов, традиционно населялись кочевниками, не имеющими навыков осёдлой жизни и не создающих больших поселений.

3. Наиболее мощный дифференцированный почвенный покров обычно приурочен к днищам долин больших рек, собирающих воды с обширных территорий и включающих территории концентрации стока, где аккумуляция преобладает над эрозией. По мере уменьшения площади водосбора мощность почв уменьшается вплоть до полного исчезновения на каменистых обнажениях, где текущая вода появляется лишь во время хорошего дождя, унося с собой мелкозем и органические остатки.

4. Реки и постоянно текущие ручьи приурочены лишь к определённым уклонам дневной поверхности, величина которых зависит от эрозионной податливости грунтов и климатической (средней многолетней) водообеспеченности ландшафта. В классическом случае в сходных геологических условиях реки начинают течь при уменьшении уклонов тальвегов ниже некоторого порогового значения [Гарцман, 2013].

5. Крупным животным (особенно хищникам) необходимо жизненное пространство, соизмеримое с площадью крупного речного бассейна (десятки тысяч км²), чтобы обеспечить себя необходимым объемом пищи [Пикунов и др., 2009].

На наш взгляд, многообразие эмпирических фактов подобного рода (см., например, обзор в [Корытный, 2001]), а также опыт их дисциплинарного обобщения в различных областях географического (и не только) знания могут быть обобщены в некие единые иерархические схемы, типологии. В таблицах 1.1 и 1.2 представлены авторские варианты такой схемы.

Таблица 1.1

Инвариантно-генетическая типология географической оболочки Земли (фрагмент)

Уровень	Формы организации планетарного вещества					
	Континентальные водные массы	Тела геодинамического комплекса и присущие им поверхности	Атмосферные массы	Живые организмы	Почвенные тела	Территориальные общности расселения
Источник	И. Гарцман, 1976	Полунин, 1989	Круть, 1978	Завадский, 1968	Степанов, 1986	Гольц, 1986
1	Парообмен (мономолекулярная влага)	Поверхности глинистых частиц	Молекулы газов	Эобионты	Молекулы гумусовых соединений(?)	"Временное население" (вахтовые поселки)
2	Эфемерный парокапельный обмен (полимолекулярная влага)	Поверхности тел песчаной и пылевой размерности	Конвективные вихри, термики	Протобионты	Микроагрегаты (?)	Человек (~комната, часть дома)
3	Регулярный парокапельный обмен (плёночная влага)	Поверхности тел валунно-галечной размерности	Облака, облачные системы	Вирусы, бактерии	Агрегаты	Семья (квартира, сельский дом, коттедж)
4	Эфемерное переувлажнение (разрывно-капиллярная влага)	Поверхности скольжения оползней и блоковоотторженцев	Местные ветры	Моноэнергиды	Отдельности	Род, малая группа (этаж / подъезд городского дома, сельский хутор, таунхаус)
5	Регулярное переувлажнение (подвешенно-капиллярная влага)	Поверхности тел разного литологического состава (поверхности слоёв)	Воздушные массы, атмосферные фронты	Полиэнергиды	Генетические горизонты	«Племя» (многоквартирный дом, деревня, улус, коттеджный посёлок)
6	Эфемерное мигрирование избыточной влаги (подпёрто-капиллярная влага, болота)	Почвенно-растительный покров (дневная поверхность?)	Пассаты, муссоны, циклоны, антициклоны	Колонии	Органогенные почвенные тела	«Племенной союз» (городской квартал, село)

Уровень	Формы организации планетарного вещества					
	Континентальные водные массы	Тела геодинамического комплекса и присущие им поверхности	Атмосферные массы	Живые организмы	Почвенные тела	Территориальные общности расселения
7	Регулярная концентрация мигрирующей влаги (подпёрто-гравитационная влага, озёра)	Микрорельеф(?)	Антициклоны (?)	Колонии с внутренней дифференциацией (?)	Почвенные тела с дифференцированным профилем (?)	Городской район, посёлок городского типа
8	Эфемерный сброс избыточной влаги (временные водотоки)	Склоны	Центры действия атмосферы	Ткани (однослойная и первично-двуслойная формы)	Почвенные ареалы, катены	Локальная система расселения (город, сельский район)
9	Регулярный сброс избыточной влаги (постоянные водотоки)	Речные водосборы	Общие циркуляционные системы*	Метамерно-полимеризованная форма	Почвенные комплексы (?), региональный почвенный покров	Региональная система расселения (регион)
10	Разгрузка континентальных вод в мировой океан (континентальная гидросфера)	Геодинамический комплекс как поверхность Земли в сфере гравитационного потенциала рельефа	Планетарная воздушная оболочка (атмосфера)	Централизованно-дифференцированная форма	Планетарный почвенный покров (педосфера)	Административно-политическая общность людей (государства, союзы государств)

Примечание к табл. 1.1: *Общие циркуляционные системы в атмосфере: мезосферно-стратосферная, тропосферная.

Инвариантно-генетическая типология географической оболочки в пределах
Дальневосточного региона (фрагмент)

Уровень	Формы организации континентальных водных масс	Типы морфоструктур северо-востока Азии		
		Морфоструктуры	Морфологические признаки	Расчленённость и контрастность
Основные авторы	И. Гарцман, 1976	Мясников, Худяков, 2010		
1	Парообмен (мономолекулярная влага)	—	—	—
		Поднятия		
2	Эфемерный парокапельный обмен (полимолекулярная влага)	Тектоно-глыбовые хребты и массивы	Разновысотные горные сооружения	Высокие
		Вулканические (аллохтонные) нагорья и плато	Нагорья, плоскогорья и плато	Разные
3	Регулярный парокапельный обмен (плёночная влага)	Структурно-денудационные плоскогорья и низкогорья	Плоскогорья и нагорья	Умеренные и слабые
4	Эфемерное переувлажнение (разрывно-капиллярная влага)	Магматогенно-сводовые хребты и нагорья	Выположенные средне- и низкогорья	Умеренные и слабые
5	Регулярное переувлажнение (подвешенно-капиллярная влага)	Платформенные равнины и плато	Холмогорья и равнины	Очень слабые
		Эпиplatformенные, орогенные и приразломные впадины		
6	Эфемерное мигрирование избыточной влаги (подпёрто-капиллярная влага, болота)	Аккумулятивно-денудационные впадины	Равнинно-увалистые низменности	Умеренные и слабые
7	Регулярная концентрация мигрирующей влаги (подпёрто-гравитационная влага, озёра)	Аккумулятивные впадины	Равнины аллювиальные	Очень слабые
8	Эфемерный сброс избыточной влаги (временные водотоки)	Локальные (?) и трансрегиональные линейные (глыбово-магматогенные)*	Системы сквозных линейно-упорядоченных и виргационных форм рельефа	Очень высокие и высокие
9	Регулярный сброс избыточной влаги (постоянные водотоки)			

Автор далек от того, чтобы претендовать на исчерпывающую полноту и бесспорность предложенной типизации – в целом и в отдельных ее частях. Подчеркнем лишь следующие особенности предложенной схемы:

1. Иерархические типы, или формы организации, вещественных масс выступают как их инварианты, или инвариантно-генетические последовательности, отражая единство логического и исторического (генетического) подходов в исследовании. Данное положение подробно обосновано в указанном выше источнике и развивается в первой главе диссертации.

2. Приведенные последовательности отражают усложнение геосистем по мере насыщения некоторой абстрактной среды конкретным веществом. Это усложнение может быть представлено как возрастание энергетической и информационной ёмкости внутренних связей данных систем, которое может быть выражено в понятии *морфогенез*.

3. Очевидно, в каждый конкретный момент времени в зависимости от внешних условий любая геосистема характеризуется *морфогенетической структурой* – конкретным распределением массы вещества по уровням (формам) его организации. При этом для масс различной природы, интегрированных в ту или иную географическую систему, эти распределения в общем случае различны – не симметричны, тогда как в среднем за многолетие они сближаются, т.е. симметричны. При решении некоторых задач, которые в данной работе не рассматриваются, распределение массы вещества по уровням его организации может быть описано той или иной информационной мерой [Левич, 1982; Третьяков, Шамо́в, 1998].

4. По мере усложнения геосистем усложняется их функциональная, а, следовательно, пространственно-временная структура. Это означает, что возрастает число звеньев-этапов вещественного круговорота, обеспечивающего целостность системы. В «абсолютном» исчислении – или по астрономической шкале – в процессе эволюционного усложнения пространственный объём и временной интервал, в которых помещается вещественный цикл, возрастают. Отсюда вытекает следствие, что чем сложнее образ, модель геосистемы, тем труднее замкнуть её вещественный и энергетический баланс.

5. Выделяемые формы организации вещественных компонентов биogeосферы характеризуются специфическими пространственными и временными масштабами собственной динамики. В.И. Чупрынин определяет характерные пространственные масштабы как типичные (или наиболее вероятные, часто встречающиеся) в данном объекте размеры пространственных неоднородностей различных величин, характеризующих ее состояние. Для любой геосистемы можно выделить максимальный, минимальный и несколько преобладающих, преимущественных масштабов неоднородностей [Чупрынин, 2011, с. 615].

6. В каждый конкретный момент времени выделенный фрагмент географической оболочки, имеющий специфическую морфологическую конфигурацию, характеризуется конкретным распределением данного вещества по шкале уровней его организации. Например, текущее влагосодержание речного бассейна распределено между формами влаги, в общем случае контролируемое различными влагоёмкостными характеристиками – в зависимости от степени связности влаги [Гарцман, 1977; Гарцман и др., 1993].

Процессам и звеньям водного цикла в различных пространственных масштабах посвящен значительный объем научной литературы [Калинин, 1966; И. Гарцман, 1976; Федоровский, 1999; Skøien et al., 2002; Эдельштейн, 2005а, 2005б; Rinaldo et al., 2006; McDonnell et al., 2007; и др.]. М.И. Львович [1974] во влагообороте выделял три основных звена – атмосферное, океаническое и материковое; последнее в свою очередь включает литогенное, почвенное, речное, озерное, ледниковое, биологическое и антропогенное (хозяйственное). Современные представления о гидросфере не ограничивают литогенное звено лишь материками, придавая подземным водам океанической коры существенное значение в биосферных процессах [Зверев, 2001; Караванов, Кулаков, 2008].

Традиционно количественной мерой влагооборота считают водный баланс (ВБ) территории, который служит для оценки водных ресурсов [Львович, 1974]. А поскольку все виды *водного стока* рассматриваются как наиболее обильный возобновляемый ресурс, "венчающий" все процессы континентального влагооборота, то подавляющая доля исследований посвящена именно этой составляющей ВБ – закономерностям её формирования, динамики, методам расчёта и прогноза. В связи с этим в последующих главах диссертации стоку уделено значительное место в анализе основных явлений влагооборота на суше.

1.2. *Формы организации вещественных компонентов географической оболочки как основа адаптивного природопользования*

1.2.1. *Морфологии и морфогенез в процессах влагооборота*

Переход от одного морфологически выраженного состояния геосистемы к другому (переход от одного уровня организации вещества к другому) может рассматриваться как *катастрофическое* ее изменение, которое сопровождается существенной перестройкой внутренних связей и вещественно-энергетических потоков внутри геосистемы и на ее границах. Катастрофа – термин, описывающий появление дискретных (прерывистых) структур из гладких (непрерывных), или скачкообразные переходы, или качественные изменения, возникающие в виде внезапного отклика системы на плавное изменение внешних условий [Арнольд, 1990].

Проблеме морфологий и морфогенеза посвящена серия работ основоположника теории катастроф Рене Тома, собранных и опубликованных в виде одной небольшой книги [Том,

2006]. Формальный язык для количественного описания изменчивости объектов является предметом обобщающих исследований проф. А.П. Левича [1982, 2008, и др.].

1.2.1.1. Субстрат морфологии и катастрофические точки.

Мы исходим из того принципа, что геоэкология как в принципе и всякая наука – это, прежде всего, исследование явлений, феноменов круговорота веществ на глобальном, региональном и/или локальном уровне. Тем самым подразумевается, что феномены в качестве объектов геоэкологии *проявляются* как события определенной формы, происходящие в некотором условном субстратном (вещественном) пространстве исследуемой морфологии. В самых общих случаях, в соответствии с рассуждениями Р. Тома, пространство-субстрат представляет собой не что иное, как привычное астрономическое пространство-время (географическое пространство и астрономическое время – *В.Ш.*), а точнее – открытым подмножеством эвклидова пространства. Иными словами, любое субстратное – в том числе эколого-ресурсное, водное, ландшафтное – пространство морфологии сконструировано на основе обычного макроскопического (географического) наблюдения, а топология или метрика обычного пространства практически всегда включается в определение более сложного, субстратного пространства, которое приходится вводить.

В некотором смысле можно утверждать, что всякая феноменология в рамках исследований географической обложки должна рассматриваться как доступный восприятию субъекта "явление", действие, а всякая морфология характеризуется некоторой качественной дискретностью субстрата (теоретические следствия такого представления движения геосистем подробно излагаются в последующих главах диссертации и в приложении 1).

Сузим задачу и, следуя теоретико-множественным построениям Р. Тома, предположим, что в основе морфологии водного цикла – трансформации водных масс в геосистемах – лежит область U субстратного пространства. В общем случае это пространственно-временная развертка динамики водных масс / водных ресурсов.

Точка x в U будет называться *регулярной*, если существует такая окрестность $V(x)$ точки x в U , что в любой точке y из $V(x)$ процесс качественно выглядит также, как в указанной точке x . Иными словами, в любой точке окрестности $V(x)$ в U уровень организации водных масс в геосистеме остается одним и тем же.

Пример. Пространственно-временная динамика уровня верховодки в некоем болотном микроландшафте может быть такой, что гравитационная вода редко выходит на его поверхность и в среднем не формирует такой сплошной водной поверхности, что проективное покрытие болотной растительности в его пределах становится менее 50% [Иванов, 1975]. И, тем более, редко образуются горизонтальные потоки воды благодаря действию гравитационных сил.

Тогда справедливо утверждение, что в любой точке пространственно-временной окрестности данной геосистемы согласно схеме в табл. 1.1 имеет место эфемерное мигрирование избыточной влаги.

В силу самого определения регулярные точки образуют открытое множество W в области U . Замкнутое множество, дополнение $K = U - W$, проф. Р. Том называет *замкнутым множеством катастроф*. Любая катастрофическая точка $x \in K$ обладает следующим свойством: сколь угодно близко к точке x существуют точки $y \in U$, в которых морфология выглядит иначе, чем в точке x , т.е. *в любом шаре с центром в точке x что-то происходит*.

Пример. Обильные атмосферные осадки переполняют водой болотный микроландшафт таким образом, что в некоторый момент времени в заданном пространстве (границах микроландшафта) вода образует озеро – новую форму организации водных масс, обозначенную термином "подперто-гравитационная влага". При дальнейшем переполнении в таких озёрах образуются эрозионные прорывы, формируя каскады гидравлически сообщающихся озёр, в которых появляются уклоны свободной поверхности воды, достаточные для ее стекания. Образуется система временных потоков.

Очевидно, что только задать замкнутое множество катастроф недостаточно для описания любой эмпирической морфологии, и на самом деле непрерывное изменение качественных свойств субстрата в этом определении упущено. С другой стороны, закономерен вопрос о том, соответствует ли качественное различие прерывного и непрерывного критерию реальности (действительно есть ли край между болотом и озером?). Очевидно, различие между регулярной и катастрофической точками зависит от разрешающей способности используемых средств наблюдения. Здесь речь идет об идеализации, границы которой очевидны. По Р. Тому, именно особенности измерения обуславливают различие открытого и замкнутого множества в общей топологии. Это различие как бы затухевало в попытках описать движение воды в геосистемах с помощью количественных моделей классической физики. Уравнения математической физики имеют в этом смысле известные ограничения, не являясь в принципе феноменологическими.

1.2.1.2. Структурная устойчивость

С точки зрения теории познания (эпистемологии) условно выделяются два типа морфологических дисциплин: экспериментальные (включая такие, где вмешательство человека существенно для морфологии) и наблюдательные (где вмешательство человека невозможно в силу удаленности/масштабов объектов во времени или пространстве). Структурная устойчивость морфологии может, таким образом, обеспечиваться регулярным характером экспериментальных условий и/или преобразующей деятельности человека, либо одинаковыми результатами

длительных наблюдений.

Геоэкологию, на наш взгляд, логично отнести к экспериментальной дисциплине, поскольку она включает деятельность человека, существенно преобразующую географическую оболочку. Но в случаях, когда мы имеем дело с условно естественными объектами – например, с таежными речными водосборами, не подверженными прямому хозяйственному воздействию, или обширными слабозаселенными территориями – наши систематические наблюдения призваны обладать такой убедительной силой, которая в этом отношении не уступает экспериментальному исследованию. Вероятно, в этом случае понадобятся дополнительные гипотезы.

В общем случае, прежде чем преобразовать природную систему B для извлечения некоторых благ – создать специфическую морфологию, некий практик (эксплуатационник, производитель) привлекает некоего исследователя. Исследователь разворачивает сеть наблюдательных (регистрирующих) приборов и с какого-то начального момента времени t_0 фиксирует изменения необходимых (всех нереально!) характеристик данной естественной системы. Качественные изменения данной системы позволяют ему судить, что он наблюдает ее морфологию. С учетом ранее введенных понятий эта морфология будет описываться заданием множества катастроф K в произведении $B \times T$ – геосистемы B на ось времени T .

Известно, что в науке принимаются в расчет только воспроизводимые эксперименты, либо одинаковые результаты наблюдений на других объектах. Следовательно, некоторый проведенный эксперимент (или наблюдение) будет иметь значение лишь тогда, когда другой исследователь, проводящий этот же эксперимент или соблюдающий те же условия наблюдения в другие моменты времени и в других местах, получит примерно ту же морфологию, что и первый исследователь в своем случае. Именно этот факт подразумевается, когда говорят, что состояние объекта B , зафиксированное в начальный момент времени t_0 , *структурно устойчиво*.

На языке теории морфогенеза Р. Тома это будет звучать следующим образом. Наблюдаемый естественный объект B' второго наблюдения получается из естественного объекта B первого наблюдения с помощью элемента группы преобразований Галилея g . Тогда состояние объекта структурно устойчиво, если множество катастрофы K' , наблюдаемое в $B' \times T'$, имеет вид $K' = hg(K)$, где h – это ε -гомеоморфизм $B' \times T'$ на себя.

Понятно, что в действительности нельзя надеяться на получение на B' точно такой же морфологии, как и на B . В географии и геоэкологии проблема репрезентативности, к примеру, речных бассейнов решается с известной долей приближения. Чаще всего результаты наблюдений, произведенных на одном (экспериментальном) полигоне B' , с помощью дополнительных гипотез или предположений распространяются на тот полигон B , где планируются практические преобразования и где наблюдения были осуществлены в урезанном объеме, либо вовсе не

проводились. С другой стороны, в определенном приближении можно воспроизвести систему регистрации состояния природной системы B' . Следовательно, в общем случае можно надеяться на получение того же самого результата только ценой определенного «искривления», выраженного ε -гомеоморфизмом h .

1.2.1.3. Морфогенетические поля и креоды [по Р. Тому, 2006].

Согласно Р. Тому, если совпадение морфологий может наблюдаться на открытом множестве U произведения $B \times T$, то говорят, что U является носителем морфогенетического поля F . Морфогенетическое поле F определяется заданием абстрактного пространства V той же размерности, что и U , и заданием в V стандартного замкнутого катастрофического множества J . Когда реализуются начальные условия, свойственные внешнему выражению поля F , морфология, наблюдаемая на рассматриваемом открытом множестве U , определяется отображением $G: U \rightarrow V$ таким, чтобы наблюдаемое множество катастрофы K было прообразом J при G : $K = G^{-1}(J)$. В общем случае отображение G является гомеоморфизмом, обладающим свойством регулярности.

Если ввести постулат о том, что у модельных пространств V есть координата времени τ , то можно постулировать, что отображение $G: B \times T \rightarrow V$ совместимо с расслоением, определяемом с помощью T и τ в исходном и конечном пространствах. Если это так, то говорят, что морфогенетическое поле F есть *креод*, в переводе с греческого – "необходимый путь".

Опуская детали формализации в [Том, 2006], применительно к водным массам в геосистемах это означает, что их морфология стремится к предельно устойчивой и инвариантной во времени форме, т.е., как мы говорим, к инвариантно-генетической последовательности (ИГП) эмпирически выявленных форм организации. Каждая последующая форма, вероятно, может рассматриваться, в контексте теории Р. Тома, как обусловленный креод – т.е. креод, обусловленный предшествующим развитием процесса – в нашем случае водного цикла.

Даже если изменять начальные условия эксперимента/наблюдения и получать в зависимости от них целый "ансамбль" (спектр) морфологий, все они локально обнаруживают общие морфологические черты и дают основу для введения, по Тому, морфологий конечного типа. Когда морфология относится к конечному типу, то существует конечное множество элементарных морфогенетических полей, данных раз и навсегда, а любая катастрофическая точка имеет локальную модель для одной из своих окрестностей. В конечном счете (опуская строгие рассуждения) это означает, что множество катастроф K имеет стратифицированную структуру – ее страты образованы точками, имеющими одно и то же локальное морфогенетическое поле.

Задача исследователя, таким образом, заключается в том, чтобы 1) на основе выявленной конечной эмпирической морфологии определить замкнутое множество катастроф и, после со-

ответствующего анализа, внести все элементарные поля в конечный каталог. Триада морфологически выраженных звеньев-стадий влагооборота в ландшафтной оболочке, очевидно, может выступить в качестве каталога элементарных полей (рис. 1.1).

Затем 2) следует изменять начальные условия таким образом, чтобы составить списки всех морфологий, возможных для множества катастроф *К*. Можно попытаться построить производные множества форм-креодов в отношении водонасыщения различных субстратов ландшафтной среды, а также в отношении круговоротов иных веществ (например, табл. 1.1). Оба списка – элементарных и производных полей – формируют *корпус* морфологической теории влагооборота в геосистемах. При этом можно оперировать корпусом конечным, но достаточно обширным, чтобы добавление новой экспериментальной морфологии заметно не изменяло статистические свойства предшествующего корпуса, в противном случае наша теория заслуживает изменения.

Наконец, в завершение стадии описания, 3) необходимо распознать внутри корпуса встречающиеся там геосистемы-креоды, определить их структуру в терминах элементарных креодов (или креодов более низкого уровня иерархии). Здесь в качестве примера можно привести анализ формирования дождевого стока в малом речном бассейне и построение ИГП стока [Гарцман, 1976]. Осадки, или талые воды, появляющиеся на поверхности условного водосбора, увлажняют почвенно-грунтовый слой (зону аэрации). В случае избытка поступающей воды на блюдается ее выклинивание и заполнение микропонижений на поверхности водосбора. Микрообъемы воды на этой поверхности в условиях продолжающегося роста увлажнения переполняются и благодаря образующейся эрозионной сети сбрасываются во временную ручейковую сеть. Последние, в свою очередь, питают постоянную речную сеть, в которой собственно паводок формируется.

Сток, или точнее, явление паводочного стока, таким образом, вполне может рассматриваться как обусловленный креод, с учетом предшествующей последовательности форм / стадий водного цикла. Очевидно, речной бассейн в стадии паводкоформирования в этом смысле будет являться скоплением креодов, где происходит комбинация различных видов стока.

Подчеркнем, что речь идет о *качественных* инвариантах, позволяющих строить морфолого-генетические теории явлений. Традиционные в физике *количественные* инварианты (масса, энергия, импульс) как бы затушевывают морфогенетическое представление об объектах – фрагментах географической (ландшафтной) оболочки, что не способствует верному пониманию их природы [И. Гарцман, 1977; Левич, 1986; Том, 2006] (см. раздел 4.2 диссертации).

1.2.2. Этика природопользования: адаптивная стратегия

Система управления природопользованием, в частности развитие водного хозяйства на той или иной территории, в настоящее время призвано быть комплексным, многоцелевым. Но, если оперировать категориями системного подхода, то можно обнаружить методологическую узость такого требования. Комплексным должно быть хозяйственное преобразование геосистем – развитие природохозяйственных, или ресурсно-хозяйственных систем – с целью социально-экономического развития территорий. При этом регулирование влагооборота на данной территории может рассматриваться как один из существенных аспектов природопользования, как одно из необходимых его составляющих. На основе концепции инвариантов (ИГП) геосистем имеет смысл кратко изложить общие положения адаптивной стратегии природопользования, которую мы обозначаем как "этику природопользования" [Шамов, 1999г].

В настоящее время преобразующая деятельность человека стала столь масштабной, что в пределах биogeосферы становится все труднее провести четкую грань между естественным и искусственным, природным и антропогенным. Даже труднодоступные ледники Антарктики и таежные дебри Сибири несут следы человеческого влияния благодаря весьма динамичным процессам в атмосфере, вбирающей в себя выбросы промышленных и бытовых источников, расположенных в населенных и осваиваемых районах. А.Н. Ласточкин [1995, с. 29] называет условно естественными ландшафтами те, которые испытывают лишь косвенные антропогенные воздействия в виде проникновения некоторого количества искусственных (синтезированных или экстрагированных) веществ, антропогенного привноса природных веществ, а также не критических изменений характеристик ландшафта, вызванных деятельностью человека. Следовательно, можно с уверенностью полагать, что мы повсеместно фактически имеем дело *только* с природохозяйственными системами (ПХС) – геосистемами, вовлеченными в производственные отношения и обладающими той или иной степенью "очеловечивания", соотношением природного и социального.

Вместе с тем, такое положение дел допускает рассмотрение-описание ПХС как материальных вещей-систем (термин по [Круть, 1978]), обладающих собственной логикой развития, в основе которой лежат механизмы взаимодействия естественных объектов воздействия (ресурсов) и преобразующих их субъектов (ресурсопользователей). По крайней мере, подавляющая масса исследователей смело обращаются с социально-экономическими, социально-политическими вещами-системами как с "чистыми" объектами своего познания, т.е. объектами, как бы очищенными от вмешательства субъекта.

С другой стороны, современное научное знание на основе философского обобщения исследований в физике и космологии уже включает понятие относительности границ между субъ-

ектом и объектом [Манермаа, 1994; Сагра, 1985; Тютюнник, 1996; Уилсон, 1998; Геосистемы..., 2010; и др.]. Это обстоятельство позволяет подойти к ПХС – необходимо включающим хозяйствующий субъект в качестве ключевого компонента – как к целостным объектам, относительно не зависящим от исследующего их субъекта. Такой вывод, на наш взгляд, отвечает так называемой *неклассической* концепции ландшафтоведения, которая опираясь на антропоцентрический принцип, определяет, что человек, атрибуты и продукты его хозяйственной деятельности являются полно- и равноправными компонентами геоэкологических систем, а социальные, экономические, производственно-технологические процессы являются внутриландшафтными, внутригеосистемными [Тютюнник, 1996; Ласточкин, 1995].

В рамках ПХС природная ее компонента-подсистема может испытывать со стороны человека воздействия различного порядка, силы. В рамках системного подхода выделяют как минимум три уровня описания объекта воздействия (см. раздел 2.1 диссертации), откуда вытекает необходимость как минимум трех уровней рассмотрения всей совокупности воздействий на объект, в результате чего выделяются слабые, сильные и сверхсильные воздействия [Шамов, 1993, 1994, 1999в].

С этой точки зрения под *устойчивостью* данной системы мы понимаем ее *целостность*, проявляющуюся в сохранении ее качественного состояния при критическом воздействии и выражающуюся величиной максимальной интенсивности (верхний предел) ее взаимодействия с другими системами; при этом *деградация* системы есть проявление ее *целостности* при сверхкритическом воздействии на нее [Шамов, 1994].

В последние десятилетия в мировой мысли и политической практике занимает важное место концепция устойчивого (~ неистощительного, поддерживающего, от англ. *sustainable*) развития человеческого общества в масштабе планеты, страны, региона. В обобщенном понимании это такое развитие, которое ориентировано на повышение уровня жизни людей при сохранении высоких качеств окружающей среды, соблюдении баланса в эколого-экономической системе [Тарасов и др., 2008], снижении ресурсоемкости или ассимилирующей ёмкости потребляемых благ [Данилов-Данильян и др., 2005; Данилов-Данильян, 2013]. Распространённое понятие устойчивого развития включает в себя, в частности, признание экологической безопасности – сохранении среды обитания в качестве неотъемлемой компоненты процесса общественного развития, а также требование обеспечить удовлетворение потребностей в развитии и сохранении окружающей среды как нынешнего, так и будущих поколений [Коптюг, 1994]. Учитывая это, а также такой общий императив устойчивого развития, как согласование деятельности и численности человечества с законами природы [Кочегуров, 1994], можно пытаться применить концепцию устойчивого развития к конкретному региону.

Развитие понимается как особенное движение объекта – по восходящей линии от низшего к высшему, от простого к сложному. Тогда с учетом сказанного устойчивое развитие какой-либо геосистемы следует понимать как такой способ ее существования, при котором *усложняется ее организация*. Такое развитие характеризуется относительно постоянной величиной максимальной интенсивности взаимодействия геосистемы с другими системами. Данное определение претендует на категориальный статус, поскольку содержит диалектическое противоречие между моментом развития (усложнение организации) и моментом деградации, разрешаемое через пороговую интенсивность взаимодействия [Шамов, 1999в]. Появление у геосистемы новых качеств, выводящих систему на более высокую ступень сложности, имеет естественно-исторический предел, за которым развитие данной системы скачком выходит на уровень надсистемы, включающей прежнюю систему как элемент. После этого развитие собственно системы прекращается: она полностью вырабатывает, реализует, исчерпывает собственное морфологическое поле, представляющее собой конечный набор форм ее организации [Шамов, 1994].

Если внешнее воздействие приводит к изменению геосистемы на уровнях ее глубоких подсистем, то налицо ее устойчивое движение. Если движение наблюдается на уровне ближайших подсистем (элементов, или форм организации), т.е. на ее *собственном уровне*, то мы вправе говорить об устойчивом развитии геосистемы. Отсюда следует, что собственный уровень движения представляется и наиболее интересным и наиболее актуальным предметом изучения как естественный порог существенного разрешения геосистемы.

Конкретные геосистемы, характеризующиеся на данный момент последовательностями форм – текущим морфологическим многообразием, не полным в отношении к их ИГП (определенных по наблюдениям за системами того же класса), можно рассматривать как развивающиеся, т.е. имеющие признаки неполного развития. Если при этом уже прослеживаются изменения на надсистемном уровне, а геосистема не успевает реализоваться как целое (не вырабатывает полностью уже выявленное собственное морфологическое поле – ИГП), следует говорить о неустойчивом развитии геосистемы, а, следовательно, находить признаки ее деградации как результате сверхкритического воздействия.

Конечность ИГП дает основание рассматривать ее мощность, т.е. количество элементов системы, как меру инерции этой системы, как ее специфическую (локальную, собственную) *массу* [Шамов, 1994; 1999в]. Понятно, что в зависимости от выбора уровня отсчета некая условная масса системы будет по-разному соотноситься с ее собственной массой. К примеру, массу конкретной отары овец можно выразить в “головах”, или тоннах живого веса, или долях от поголовья стада всей страны или региона, или в количестве биосоциальных групп в отаре.

При сверхкритическом воздействии на систему ее актуальная "масса", набор элементов,

характеризующих состояние, будет уменьшаться пропорционально силе (уровню) воздействия.

Пример – экосистема тропы в лесу. Примем, что ИГП тропы с "нулевой нагрузкой" (т.е. отсутствие тропы) тождественна ИГП прилегающего лесного комплекса, которую в первом приближении можно, очевидно, оценить таксономическим разнообразием растительности. По мере роста нагрузки, т.е. числа людей или животных, регулярно пересекающих лес в определенном месте, появляется редина, где таксономическое разнообразие в целом сокращается (несмотря на возможное появление новых, адвентивных таксонов), уменьшается общая биомасса и проч. В пределе – при интенсивной вытаптывании – в полосе тропы могут сохраняться лишь низшие организмы типа одноклеточных водорослей и, вероятно, микробные сообщества, что наиболее типично для недавно образовавшихся, вновь осваиваемых биотой поверхностей.

Еще пример. Освоенные в 1960–2000-х гг. под сельскохозяйственное производство маломощные торфяные массивы в Приамурье представляют, на наш взгляд, интересный и наглядный пример неустойчивого развития. При интенсивном сельскохозяйственном использовании данных ландшафтов наблюдается вначале усложнение вертикальной и горизонтальной структур почвенного покрова, а затем сокращение как физической массы (в тоннах на гектар), так и морфологической структуры (количество генетических горизонтов) массы [Трансформация..., 1995]. После 15–20 лет интенсивного пропашного земледелия на торфяных почвах они приходят, в конечном счете, к состоянию, близкому к их "праматери" – минеральному ложу болотного массива, представленному суглинистыми озерно-аллювиальными отложениями (см. раздел 7 диссертации).

Еще одна красноречивая иллюстрация. Стадные инстинкты становятся определяющим мотивом индивидуального поведения (поведения системы) в сверхкритической, стрессовой для популяции (надсистемы) ситуации. Применительно к планетарной человеческой популяции в условиях обострения глобального ресурсно-экологического кризиса – кризиса человеческой популяции – следует ожидать усиления биологических механизмов сокращения ее численности [Дольник, 1992]. Интересы социумов меньшей размерности в этом случае явно отодвигаются на другой план, их развитие (а это предполагает, прежде всего, усложнение индивидуального интеллекта) будет неустойчивым, зажатым в рамки популяционных процессов. При этом усиливается воздействие современной культуры, часто нацеленное на программирование индивидуального сознания. В связи с этим решения глобальных и региональных кризисных ситуаций в сфере природопользования предлагаются, в частности, за счет поддержки кооперативных процессов и форм самоорганизации в обществе [Манермаа, 1994; Разумовский, 1994 и др.].

Социум, исходя из своих интересов, в конечном счете – в целях выживания, – стремится регулировать уровень воздействия на тот или иной природный комплекс в рамках соответствую-

ющей ПХС. Выбор этого уровня в значительной мере диктуется целевыми установками того, кто делает выбор, а цели разделены на тактические и стратегические. Если стратегические ориентиры предполагают неистощительное, ресурсосберегающее использование геосистемы, то имеет смысл говорить об этике природопользования в широком смысле, или адаптивной стратегии природопользования. Здесь предмет этики необходимо включает не столько отношения между человеком и природой (в продолжение традиций античной философии и этики Бенедикта Спинозы), сколько социальные отношения, опосредованные природными и социоприродными связями в рамках территориально-хозяйственных систем различного уровня.

1. *Этичным* назовем выбор уровня воздействия, порождающего саморазвитие геосистемы, включенной в производственные отношения. Таким образом, человек как субъект хозяйствования признает "право" других организмов, сосуществующих рядом с ним, на собственное развитие, и таким образом, право других людей (включая будущие поколения) на плоды этого развития.

2. *Субэтичным* (тактическим, не требующим привлечения принципов устойчивого развития) следует признать выбор уровня субкритического воздействия, приводящего к движению на уровне малоразличимых субэлементарных компонентов системы. Можно говорить в данном случае о безусловно-этичном выборе.

3. *Неэтичное* ("сверхэтичное") воздействие субъекта приводит к деградации геосистемы, вовлеченной в производственные отношения, истощению ресурсов. В этом случае человек, сказавши "а", вынужден говорить "б", то есть полностью регламентировать – сознательно или нет – качественные изменения других составляющих данного природно-территориального комплекса. Вероятно, понятие природной среды и понятие природного ресурса как бы вытекает из заведомо неэтичного подхода к тому, что создано без участия человека. В этом смысле освоение невозобновимых ресурсов *неэтично* по определению.

При данной оценке этичности выбора воздействия необходимо учитывать то, что сам хозяйствующий субъект – социум – структурирован, в том числе в пространственно-временном отношении (см., например, [Гольц, 1986], [Бакланов, Каракин, 2013]). Здесь возникает, на наш взгляд, главная ресурсно-этическая коллизия, которая находит свое отражение в постоянном узле противоречий интересов между социумами – как в одной плоскости, так и в разных плоскостях организации: индивида и коллектива, города и области, региона и страны, нации и глобального сообщества. Эти противоречия как бы дополняют в другом измерении систему противоречий <природа – общество>. То, что может быть этично (внутренне приемлемо) с точки зрения административного района, является неэтичным с позиций конкретного населенного пункта или частного ресурсодобывающего предприятия (субъектной подсистемы), а также без-

условно-этичным – в масштабах макрорегиональной социально-экономической политики. В силу объективного характера расселения социума разрешение этой проблемы на том или ином уровне определенно представляет собой существенный момент в выборе управленческих решений в сфере так называемой экологической политики.

Действительно, пусть какая-либо конкретная река без ущерба для ее геосистемы (без признаков деградации – токсичных веществ в воде и гидробионтах, обмеления, зарастания в многолетнем масштабе и проч.) традиционно использовалась местными жителями как источник водоснабжения и пропитания. Тогда строительство на ее берегах крупного промышленного объекта и соответствующей инфраструктуры – в интересах социально-экономического развития региона или страны в целом – вряд ли будет позитивно оценено аборигенами с точки зрения их "ПХ-этики". Вполне вероятно, что убедить их в целесообразности такого строительства будет чрезвычайно сложно. Обычно в таких случаях органы управления используют социально-экономические рычаги в рамках установленного правового поля: планируется развитие местной инфраструктуры, создание дополнительных рабочих мест, рекреационных зон, охраняемых территорий и пр. (по опыту деятельности ОАО "Сахалинская энергия"). Вместе с тем, существующая система платного природопользования далеко не всегда учитывает важные компоненты природного капитала и эффективна в разрешении социальных конфликтов [Глазырина и др., 2017].

С другой стороны, традиционно высокие объемы вылова рыбы людьми, живущими на берегах водоемов, деградирующих в силу более масштабных природных или антропогенных причин, только усугубят экологическое состояние этих водоемов. В этом плане международные, государственные или регионально-административные правовые, экономические, пропагандистские меры воздействия на традиционных пользователей должны быть лишь необходимым дополнением к мерам по устранению тех самых крупномасштабных причин. В этом смысле возврат к исключительно традиционным формам природопользования, в духе идей Ю.С. Салина [1995], представляется ограниченно приемлемым – очевидно, лишь в труднодоступных и малонаселенных районах (рефугиумах).

Следует вновь подчеркнуть, что иерархическая пространственная организация населения и хозяйства и иерархии природных систем, по всей видимости, гомоморфны в силу взаимной обусловленности (см. выше раздел 1.1.2). Это обстоятельство может быть сформулировано как один из принципов устойчивого развития региона: *согласование деятельности и численности населения с особенностями региональной природной среды* (экосоциальный императив). Данный императив может рассматриваться как региональная конкретизация геосистемного прин-

ципа соответствия специализации и состава природопользования ландшафтно-зональной организованности природы [Ишмуратов, 1994].

Например, уязвимые природно-территориальные комплексы криолитозоны быстро деградируют и с трудом восстанавливаются в течение долгих лет при интенсивном освоении минеральных ресурсов в этих районах, которое отвечает потребностям сложных дифференцированных хозяйственных макросистем – регионов или отдельных государств [Агранат, 1992]. Отсюда следует, что усилия по восстановлению и биоремедиации нарушенных геосистем в таких районах требуют, соответственно, больших капиталовложений, которые могут быть обеспечены не менее чем региональными или республиканскими бюджетами.

С другой стороны, крупные поселения с большими производственными мощностями, как правило, образуются вне зон экстремального климата, на берегах больших рек – обильных источников водных ресурсов [Уфимцев, 2011]. Вместе с тем, опыт развития северо-восточных провинций Китая с точки зрения его геоэкологических последствий показывает, что и в этой закономерности существуют ограничения, явно требующие регулирования социально-экономического роста на межнациональном, макрорегиональном, а то и глобальном уровне [Baklanov, Ganzey, 2008; Тарасов и др., 2008; Simonov, Dahmer, 2008; Ermoshin, 2012; Горбатенко, 2017].

Коль скоро глобальный ресурсно-экологический кризис все сильнее отражается на развитии и функционировании хозяйств регионов, районов, городов и т.д., макрорегиональная и глобальная этика, по-видимому, все чаще и значительнее будет преобладать над этикой локальных социумов. На наш взгляд, уже существует тенденция сближения логики межнациональных и глобальных оценок и действий в области ресурсно-экологической политики с логикой (ИГП) такого развития геосистем, как если бы они не были непосредственно вовлечены в сферу производственных отношений [Данилов-Данильян, 2005]. Глобальная, или стратегическая, этика может со временем опереться на следующий универсальный этический императив природопользования: *преобразующее воздействие субъекта любого уровня на природный объект того же уровня не должно приводить к нарушению инвариантно-генетической последовательности последнего, и, следовательно, природохозяйственной системы, объединяющей заданную пару <субъект-объект>*. Проще говоря в терминах традиционной концепции природопользования "хозяин – дом": *Человек, развиваясь сам, дай возможность развиваться природному дому, в котором ты живешь*. Данный императив согласуется с современной концепцией "зелёной" промышленной революции [Фюкс, 2016; Рифкин, 2015].

Выявление и исследование "деградационных" ИГП форм существования ПХ-систем любого уровня (например, Шамо́в, 1993; 1999в) и сопоставление этих ИГП с ИГП условно естественных геосистем (не вовлеченных непосредственно в сферу производства) на стадии подго-

товки управленческих решений может рассматриваться как одна из форм, частных случаев проникновения глобального экологического мышления – системы ценностей на локальный уровень жизнедеятельности.

Приходится соглашаться с тем, что "активность человечества антиравновесна по самому своему определению, и, как бы экономно ни распоряжалось развивающееся общество природными ресурсами, оно непременно будет нарушать динамический баланс, для восстановления которого необходимо в каком-то содержательном смысле <выходить в метасистему>" [Назаретян, 1991, с. 25]. Тогда, следуя гипотезе А.П. Назаретяна о том, что "в пределе интеллект нравствен", можно предполагать, что "глобализация" индивидуальных этических установок – процесс в известной мере объективный и, возможно, отражает процессы усложнения (развития?) человеческого интеллекта. В противном же случае человеческий социум обречен на то, чтобы все более принимать облик популяции с соответствующими биологическими механизмами регуляции ее численности, а человеческая деятельность рискует превратиться в систематическое преодоление плотной череды труднопрогнозируемых природных и техногенных катастроф.

1.2.3. Опасные (неблагоприятные) явления в системе водных циклов

Нужно признать, что катастрофы в жизни общества, как правило, сопряжены с неучетом или недостаточным учетом естественной динамики и естественных границ компонентов окружающей людей среды.

Опасными (неблагоприятными) природными явлениями называют те явления, которые выходят за пределы оптимального для жизни (жизнедеятельности) и здоровья живых организмов диапазона характеристик природной среды [Мягков, 1997]. Неблагоприятные природные явления осложняют жизнедеятельность человека (включая хозяйственную деятельность), порождая дополнительные проектные и текущие затраты на строительство, эксплуатацию и реконструкцию инженерных сооружений, а также на комплексную защиту жизни и здоровья людей. Опасные явления можно характеризовать вероятностью непредвиденных экономических и социальных потерь в результате стихийных бедствий – в этом случае речь идет о природных рисках человеческой жизнедеятельности.

Количество и разнообразие типов опасных для человека природных явлений растут по мере усложнения производственных инфраструктур и проникновения человека в труднодоступные районы, по мере освоения новых ресурсов и использования новых природных процессов на своё благо.

Типизации и оценке типов опасных природных явлений посвящён большой объём исследований [Мягков, 1995; Природные опасности..., 2001; Азимов, 2002; Говорушко, 2007; Короткий и др., 2011; и др.]. Нередко авторы расходятся в своих исследованиях. В частности, как

правило, сели относятся к геоморфологической группе опасных процессов [Чепурных и др., 1998; Говорушко, 2007], но в силу принципиального участия в этих процессах воды их иногда включают в группу опасных гидрологических процессов [Короткий и др., 2011]. Наледообразование логичнее отнести к группе ледовых явлений в рамках группы опасных гидрологических явлений, тем не менее, у некоторых авторов указанное явление можно обнаружить в группе геоморфологических процессов, тогда как каменные глетчеры (скопления каменного материала, образующиеся вследствие сокращения ледников) наряду с самими ледниками оказываются включенными в группу опасных гидрологических явлений [Говорушко, 2007]. Эти несоответствия указывают на недостаточную теоретическую обоснованность типизаций неблагоприятных природных явлений, характеризующихся сложностью и взаимообусловленностью, что существенно затрудняет построение соответствующих типологических моделей.

Нам представляется, что дихотомический принцип построения типологии является предельно простым и вместе с тем достаточно информативным. Дихотомия в данном случае обусловлена наличием двух экстремальных порогов в диапазоне значений рассматриваемой характеристики процесса/явления. Всю совокупность опасных явлений круговорота *континентальных вод* можно на первом этапе условно разделить на две большие группы по физическому критерию – агрегатному состоянию воды: *водные* и *ледовые* явления. Естественным образом они разделены температурной границей фазового перехода – 0°C.

Комплекс опасных континентальных ледовых явлений целесообразно разделить на группы явлений, связанные с преимущественно *многолетними* и преимущественно *сезонными ледовыми и снежными образованиями*. К первым, очевидно, следует отнести многолетнюю, сезонную, синоптическую и суточную динамику ледников и снежников (включая формирование каменных глетчеров, обусловленное таянием ледников). Опасные гидрологические процессы, протекающие во внеарктических областях, определяются в основном вертикальными колебаниями температурной границы фазового перехода, обусловленными различным режимом нагрева подстилающей поверхности, включая климатические тенденции.

Опасные сезонные колебания *ледового и снежного покрова* могут включать совокупность *сезонных ледовых явлений* на водных объектах, а также процессов *лавинообразования и снеготаяния*, обусловленных фазовыми переходами в экстропических областях. Это – образование и разрушение ледового покрова, ледоход, заторы, зажоры, температурное расширение льда (причина взрывы наледей), давление льда и снега, наледи, сход лавин и т.п. Такие опасные явления также определяются колебаниями температурной границы фазового перехода, только преимущественно в горизонтальной плоскости, и в целом определяются тепловым режимом той или иной территории.

Опасные гидрологические явления на суше в первую очередь связаны с опасно *высокой* и опасно *низкой* водностью водотоков и водоемов – иными словами, опасно большими или опасно малыми объемами и потоками воды. В этом случае говорят об опасных наводнениях и обмелениях (пересыхании) рек и водоёмов. Явления такого рода могут также носить многолетний, сезонный, синоптический и суточный характер и определяются атмосферными процессами [Тетерятникова, 1975; Добровольский, 2002; Шмакин, 2006].

Указанные временные рамки данных явлений в общеизвестной мере отражают их степень опасности. Так, имеются данные, что выдающиеся и катастрофические наводнения, которые приводят к затоплению обширных пойменных пространств, повторяются на юге Дальнего Востока примерно один раз в 15–20 лет [Короткий и др., 2011]. Исторические наводнения (мегапаводки) могут наблюдаться один раз в сотни и даже тысячи лет ("всемирный потоп" в Месопотамии, прорыв оз. Мизула в бассейне р. Колумбия, прорыв оз. Чура-Курай на Алтае и др.) [Виноградов, 1980; Large Rivers..., 2007; Гарцман, 2008; Гросвальд, 2009]. Понятно, что наиболее разрушительные наводнения, являющиеся причиной массовой гибели людей и наземной биоты, наиболее редки, а их механизмы связаны с геологическими и/или климатическими процессами большого пространственного (регионального, планетарного) масштаба. Так, в Северной Америке и Евразии отмечаются сохранившиеся следы позднеплейстоценовых (события 14,5–17-тысячелетней давности) мегапаводков, вызванных прорывом прогляциальных озер, образовавшихся за счет таяния покровных континентальных льдов. Пиковые расходы этих катастрофических паводков варьировали от 1 до 60 свердруп⁵ [Large Rivers..., 2007].

Длительные засухи, являющиеся причиной истощения пресноводных водоемов и водотоков не менее губельны для живого мира, в том числе и человечества. Систематические, с высокой степенью повторяемости засухи позволяют говорить о наступлении степей и пустынь на области распространения лесных и луговых растительных и животных формаций, а также об аридизации климата на обширных территориях [Dai, 1998; Verschuren, 2000; Trenberth et al., 2007; Галанин и др., 2008; Оюунгэрэл, 2009; Глушков и др., 2009].

В условиях сильного дефицита тепла при избытке увлажнения, характерного для полярных и приполярных областей суши речь идет об опасности *криоаридизации*, когда жидкая фаза воды все более становится эфемерным, редким явлением в сравнении с водяным паром.

Схематично типизация опасных явлений в системе влагооборота приведена ниже в таблице 1.3.

Сказанное выше позволяет заключить, что оптимальный диапазон характеристик природной среды, на который опирается понятие опасных (неблагоприятных) явлений влагооборо-

⁵ Свердруп – единица расхода воды, равная 1 000 000 м³/с.

та, предполагает существование неких граничных значений – порогов данных характеристик, ограничивающих оптимальный диапазон снизу и сверху [Rundle et al., 2006]. Преодоление этих порогов может индцировать то, благоприятно или нет данное состояние геосистемы в рамках пространства возможных ее состояний в отношении человеческой жизнедеятельности.

Таблица 1.3

Дихотомическая типизация опасных явлений в системе влагооборота на суше

Агрегатные типы	Водные явления		Ледовые явления	
Избыток или недостаток воды / тепла	Высокая водность	Низкая водность	Многолетние ледовые образования	Сезонные ледовые образования
Типы опасных явлений	Наводнения	Обмеление водоемов	Многолетняя, сезонная, синоптическая, суточная динамика таяния ледников и снежников	Сезонные ледовые явления
	Переувлажнение почвы	Иссушение почвы		Лавины
	Заболачивание	Опустынивание		Снеготаяние
Основные причины	Сильная асимметрия фазовых переходов <вода – пар>		Сильная асимметрия фазовых переходов <вода – лёд>	

С другой стороны, определенные пороговые величины определяют границы относительно устойчивых морфологически выраженных состояний – форм организации вещественных (в том числе водных) масс. Таким образом, существуют благоприятные и неблагоприятные (опасные) – прежде всего, для человека и созданной им среды – состояния геосистем, и знание пороговых характеристик широкого спектра этих состояний представляется весьма эффективным инструментом адаптации к неблагоприятным и разрушительным внешним воздействиям.

Выводы к главе 1

В данной главе кратко охарактеризована системоформирующая роль влагооборота в географической оболочке. Подавляющая часть вещественных потоков в геосистемах, функционирование экосистем, биотические и геохимические циклы необходимо связаны с водными циклами и потоками воды в различных ее агрегатных состояниях. Влагооборот в геосистемах, в свою очередь, тесно связан с процессами передачи и трансформации энергии в ландшафтах и преимущественно определяется режимом притока тепла от Солнца и земных недр.

Вместе с тем, многими исследователями доказывается, что потоки влаги обеспечивают единство, внутреннюю взаимосвязь биосферы. Это единство может быть выражено в существовании некоего инварианта данной оболочки, что позволяет разрабатывать инвариантно-генетические типологии географической оболочки – сопряженные/гомоморфные инвариантно-генетические последовательности форм организации вещественных масс – воды, подстилающих поверхностей, биоты, воздушных масс, структур расселения людей. Подобные типологии являются эмпирическими обобщениями в ряде дисциплин и применительно к явлениям влагооборота (и шире: циклов веществ) в биосфере могут, в свою очередь, рассматриваться как формально-содержательное основание приложения теории морфогенеза Р. Тома [2006]. В таком контексте появление новых форм организации заданной вещественной массы (в нашем случае воды) представляется локальной катастрофой, а сама форма как результат некоторого генезиса моделируется в рамках теории Р. Тома в виде *креода*.

Инвариантно-генетические последовательности, отражающие структуру и генезис природных циклов [И. Гарцман, 1976], являются иерархическими конструктами – системами уровней организации с присущими этим уровням специфическими пространственными и временными масштабами собственной динамики. Такое представление круговорота веществ позволяет рассматривать проблемы природопользования – преимущественно проблемы *дефицита и ограниченности природных ресурсов* на данной территории – через призму *адаптивных* технологий. С учетом того, что указанные проблемы отражают противоречия между социальными группами, в рамках адаптивной концепции автором уточняются категории устойчивости и устойчивого развития природохозяйственных систем и введено понятие *этики природопользования*.

В заключительной части главы на основе компилированного материала автором предложена достаточно простая дихотомическая типизация опасных явлений в системе влагооборота на суше, угрозы которых прямо или косвенно связаны с несоблюдением естественных пределов природопользования.

Системоформирующая роль водных циклов в географической оболочке позволяет подойти к выстраиванию *адаптивных стратегий* природопользования сообразно, согласно процессам приповерхностного влагооборота, на основе ключевых пространственно-временных характеристик этих процессов. Принципиальным и логичным в этом смысле видится: 1) развитие бассейновой концепции в природопользовании [Black, 1997; Корытный, 2001, 2017]; 2) развитие "социогидрологического" моделирования, направленного на изучение динамики и коэволюции геосистем типа "человек + вода" [Sivapalan et al., 2012]; 3) развитие концепции *эколого-ресурсного* пространства, в пределах которого обеспечиваются естественные условия для поддержания состояния и воспроизводства природно-ресурсного компонента [Бакланов, Каракин, 2013].

Вместе с тем, мало исследованными в целом остаются такие существенные аспекты адаптации жизнедеятельности человека, как учёт в природных процессах временных ритмов – квазипериодической динамики – и пространственных симметрий – квазипериодических пространственных структур. В последующих главах диссертации раскрывается сущность пространственно-временной организации динамики влагооборота и излагаются основанные на этой организации адаптивные стратегии и приемы хозяйственной деятельности.

2. СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ВЛАГООБОРОТА В ГЕОСИСТЕМАХ

Предметом изучения движения воды в географической оболочке, по убеждению М.И. Львовича [1986], является круговорот воды – как в целом, так и в отдельных его звеньях: атмосферном, почвенном, литогенном, речном, озерном, биологическом и антропогенном. "Водный баланс речного водосбора отражает процессы круговорота воды в природе..." [Булавко, 1971]. При широком рассмотрении *глобальный водный баланс* как один из "краеугольных камней" современного комплекса наук о природных водах представляет собой, помимо накопленных объемов воды в атмосфере, океанах и континентах, совокупность пространственных и временных характеристик потоков воды (в различных ее агрегатных состояниях) между указанными компонентами глобальной системы [Brutsaert, 2005].

Расчеты баланса водных масс, неоднородность которых обычно учитывается с помощью индексирования (например, [Харченко, 1987]), вынужденно дополняются параметризациями – эмпирическими зависимостями между характеристиками для описания некоторых специфических физических механизмов [Brutsaert, 2005], иными словами, принцип баланса масс непосредственно к явлениям влагооборота в ландшафтах не применим.

Метод баланса широко признается, по сути, «единственным более менее надежным способом исследования влагооборота в естественных и измененных антропогенным воздействием условиях», поскольку «его теоретическое развитие достаточно обеспечено физически обоснованными представлениями о механизмах формирования стока и взаимосвязях параметров гидрологического состояния водосборов» [Игнатов и др., 1998, с. 8-9].

Но достаточно ли? В одной из опубликованных нами работ [Гарцман, Шамов, 1991] была показана методологическая некорректность *непосредственного* применения фундаментальных физических принципов к фрагменту географической оболочки, рассматриваемому с точки зрения влагооборота. На наш взгляд, фундаментальный физический принцип должен пройти ряд необходимых этапов развития применительно к конкретной области, чтобы стать эффективным средством описания процессов круговорота воды.

В указанной выше авторской работе, которая за истекший период все ещё не потеряла своей актуальности, дается краткий анализ назревших проблем в области водно-балансовых исследований. Например, при использовании моделей ВБ в интегральной форме (линейных уравнений типа $X = Y + Z + U$) неизбежно возрастание его невязки при уменьшении временного интервала, что обычно объясняется техническими трудностями измерения отдельных элементов баланса, либо интерпретируется как объективная нелинейность связей между элементами, гистерезисные явления и т.п. [Кулик, Салев, 1968; Булавко, 1971; Горчаков, 1983; Mualem, 1984;

Немек, 1987; Мещенин, 1989; O’Kane & Flynn, 2007; и др.]. При этом решение проблемы нелинейности и/или гистерезиса переносится, как правило, в область математики и вычислительных технологий [Добровольский, 2002; O’Kane & Flynn, 2007].

Различная степень влияния зональных и а зональных факторов на элементы водного цикла при изменении пространственного масштаба явления трансформирует связь между ними, что проявляется, в частности, в неразрешимости проблемы репрезентативности малых экспериментальных бассейнов [Булавко, 1971; Иванов и др., 1973; Горчаков, 1983], репрезентативности явлений в системе водного цикла меньшего масштаба по отношению к более масштабным явлениям [Philip, 1974; Dagan, 1986]. «Попытки более полной физически обоснованной дифференциации уравнения ВБ для текущих его значений и уточнения эмпирических зависимостей показали, что они не уменьшают его абсолютные невязки, достигающие, даже для среднегодовых величин воднобалансовых элементов, десятков миллиметров... Пространственно-временные аспекты проблемы до сих пор не решены, несмотря на достаточно высокий и адекватный сложности задачи уровень исследований...» [Игнатов и др., 1998, с. 8]

В свою очередь, применение моделей баланса в дифференциальной форме (типа уравнения неразрывности) сопряжено с возрастанием ошибок расчета при удалении от узлов регулярной пространственно-временной сетки измерений [Кулик, 1979; Wagner, Gorelick, 1986; Kavvas et al., 2007]. Кроме того, многие широко проводимые эксперименты (например, с искусственным поливом площадок и применение почвенных испарителей) так или иначе основаны на несоблюдении условия неразрывности – контроль стока с экспериментальных площадок и контроль слоя испарения с поверхности монолита игнорируют краевые эффекты искусственных границ [Федоровский, 1985; Водогрецкий, Крестовский, 1975]. При этом признается тот факт, что бóльшие размеры таких площадок и монолитов дают более точные оценки измеряемых элементов ВБ.

Попытки учесть структуру водных объектов, неоднородность их состава путем детализации и индексирования приходной и расходной части ВБ (например, [Харченко, 1987]) не обеспечивают увеличение силы метода, а приводят скорее к потере значимости расчетов, что связано с возрастанием ошибок по мере роста числа членов балансового уравнения. Балансовые модели, отмечает Л.Ф. Сердюцкая [2009], – основной инструмент изучения динамики гетерогенной системы как совокупности процессов переноса вещества и энергии, но они не способны передать смену их состояний и изменение кинетических характеристик [Хомяков, Хомяков, 1996].

Следует указать на широко обсуждаемые в литературе технические трудности точного измерения отдельных компонентов ВБ (влагозапасов почвогрунтов, испарения, транспирации, поверхностного задержания атмосферных осадков, подземного питания рек и т.д.) [Бабкин, Ву-

глинский, 1982; Братсерт, 1985; Федоровский, 1985; Essery, 1989; Игнатов и др., 1998; и др.]. Ошибки измерения при суммировании измеряемых величин соответственно возрастают.

Комплексная дифференциация типов структур ВБ не избавляет от принципиальных трудностей применения балансового метода, но «в то же время именно на границе отдельных направлений дифференциации и в изучении сочетаний отдельных компонентов видятся наибольшие возможности осуществления принципа комплексности и выявления новых закономерностей ВБ» [Коронкевич, 1986, с. 9]. В связи с этим предложены различные типы структур ВБ, призванные максимально учитывать все многообразие явлений и процессов водного цикла [Коронкевич, 1995].

2.1. Внутренняя симметрия влагооборота в геосистеме

В самом общем смысле под водным балансом принято понимать совместное рассмотрение и сопоставление количественных показателей прихода, расхода и изменения запасов влаги в пределах какого-либо (любого) ограниченного пространства за определенный (любой) промежуток времени [Булавко, 1971]. Из данного определения следует абсолютная независимость – случайность – рассматриваемых явлений от задаваемых произвольным образом пространственных и временных границ [Dyck, 1985].

При решении теоретических и практических задач, связанных с необходимостью расчета водных ресурсов, водообеспеченности и/или режима водопользования, границы областей пространственного и временного замыкания баланса задаются, как правило, произвольно, точнее: независимо от специфики протекающих в данной области процессов. В лучшем случае – случае, когда исследователь пытается обосновать свой выбор, – эти границы назначаются в соответствии с общетеоретическим принципом экстремальности (вариационным принципом), то есть границы проводят в местах и в моменты наименьшей интенсивности потоков влаги (водообмена) – по водоразделам и в моменты низкой водности, например.

В рамках принятой нами методологии в исследованиях процессов влагооборота в геосистемах [Гарцман, 1976, 1977; Гарцман, Шамов, 1991, Гарцман и др., 1993; Шамов, 1993; 2006] произвольность в задании граничных условий, в частности, означает, что:

- 1) границы объекта-геосистемы выделяется вне зависимости от ее ведущего процесса (основной функции),
- 2) исследуемый процесс (функция) морфологически определенной геосистемы в общем случае не совпадает с ее основным процессом.

Поясним, что под *основным* процессом, или функцией, такого объекта подразумевается такой процесс в круговороте воды, который осуществляется *ведущим* элементом геосистемы и тем самым обеспечивает ее представление в форме развивающейся относительной ландшафтно-

экологической целостности при заданном уровне водонасыщения. Такое представление согласуется с ключевым положением ландшафтной гидрологии о том, что каждый ландшафт, или ландшафтно-экологический комплекс характеризуется специфическими "водными" функциями [Антипов, Федоров, 2000; Федоров, 2004; Sivapalan, 2005].

Ярким примером естественно-замкнутого в отношении массоэнергообмена ландшафтно-экологического комплекса может служить малый речной бассейн (МРБ), основная функция которого заключается в формировании стока в замыкающем створе, в связи с чем данный объект был обозначен в пределе своего насыщения как стокоформирующий [Гарцман, Шамов, 1991]. При этом характеристика «малый» обычно распространяется на речные бассейны с площадью водосбора от 1 км² до 1–2 тыс. км² [Гарцман, Лыло, Черненко, 1971; Чеботарев, 1978; Корытный, 1985]. Именно в этих пределах ландшафтно-экологические условия можно принимать однородными, а объема воды, как правило, достаточно для стокообразования.

Формы и причины проявлений указанных выше несовпадений/несоответствий исследуемой и основной функций геосистемы в отношении водного цикла различны и обусловлены целым рядом исторических и методологических причин, отмеченных выше. Вместе с тем, реальное или модельное (теоретическое) нарушение эквивалентности функциональной и пространственно-временной структур влагооборота в геосистеме заслуживает специального рассмотрения в связи с тем, что анализ данной эквивалентности представляется одним из необходимых этапов системного исследования водных объектов [Гарцман, Шамов, 1991; Шамов, 1998; Карасёв и др., 2000; Hupet, Vanclooster, 2000].

Данное утверждение вытекает, в первую очередь, из того, что основой системного подхода выступает представление объекта в форме предмета, т.е. развивающейся относительной *целостности*, «выделенной из мира объектов в процессе человеческой деятельности и познания» [ФЭС, 1983, с. 525].

Согласно категориальному определению, окончательно сформулированному в 1989 году Б.И. Гарцманом в одной из дискуссий, *целостность есть сущность системы, проявляющаяся в морфогенетической определенности, выражающаяся в ее инварианте и реализующаяся через единство ее функциональной структуры, S_F , и пространственно-временной структуры, S_{ST} .*

В результате внешних воздействий на систему, что может быть выражено в *термодинамическом* притоке-стоке вещества-энергии, согласно универсальному принципу симметрии П. Кюри, может нарушиться уже сложившаяся симметрия пространственно-временной структуры этих воздействий и аналогичной структуры самой системы, сформированной при некотором статистически *среднем* насыщении. В соответствии с объемом притока-стока при превышении некоторого «порога чувствительности» скачкообразно меняется ведущий процесс (функция) си-

стемы. Иными словами, если имеет место диссимметрия (разность, неравенство, отношение) между частями системы, то наблюдается взаимодействие между этими частями, а это приводит тому или иному явлению, эффекту [Кондратьев, 1999].

Что здесь понимается под функциональной структурой S_F , а что – под пространственно-временной S_{ST} ?

S_F рассматривается как строение, расположение, порядок, т.е. "совокупность устойчивых связей объекта, обеспечивающих его целостность и тождественность самому себе, т.е. сохранение основных свойств при различных внешних и внутренних изменениях" [ФЭС, 1983, с. 657]. Структура, таким образом, определяется, «выводится» из главной функции (основного, ведущего процесса) системы. Если состояние системы изменяется настолько, что ведущий процесс меняется, то логично считать меняющейся и структуру системы.

S_{ST} – внутренняя упорядоченность связей между элементами объекта в отношении их чередования и длительности (ритмы, циклы) и в отношении их размещения и размеров (симметрии). Образно говоря, S_{ST} – это динамика объекта, отображенная на шкалу выбранных часов и на шкалу выбранных линеек (подробнее о специфических часах и линейках, связанных с водными циклами, изложено в разделе 3 диссертации).

Примером выявления функциональной структуры объекта является анализ механизма формирования паводочного дождевого стока в МРБ и выявлению структуры последнего как системы [Гарцман, Шамов, 1991], где выделяются:

- ключевой элемент системы – зона аэрации, где происходит разделение поступившей в МРБ воды на различные потоки-функции,
- функциональный (внешний) элемент – русловая сеть,
- подсистема – совокупность поверхностей задержания осадков,
- надсистема – подземный бассейн малого речного бассейна.

Подобная S_F склона, исследуемого с позиций влагооборота, проанализирована в нашей работе [Гарцман и др., 1993], где ключевой и функциональный элементы системы склона, её подсистемы и включающая её надсистема уже иные, соответствующие собственной основной функции данного объекта.

S_{ST} в специальной литературе принято анализировать независимо – по времени и по пространству, и, хотя их единство нередко декларируется самими авторами, анализ или доказательство этого единства считается "вторичной" задачей с де-юре независимыми переменными S и T .

Временную структуру МРБ и определяет синоптическая динамика паводочного стока, отражающая его генезис. Это значит, что ВБ МРБ в стадии формирования дождевого паводка оптимально замыкается за период времени, равный синоптическому циклу (обычно, в среднем

несколько суток).

В картографируемом пространстве, как уже отмечалось, МРБ в зоне умеренного климата (достаточного увлажнения), замыкается площадями водосборов, как правило, не превышающими 1–2 тыс. км². Линейная же бассейновая структура с точки зрения теории симметрии являет собой бордюр, или тессера-мозаику – периодическое повторение единичного МРБ в горизонтальной плоскости. Примером может служить любой морфологический разрез или профиль, пересекающий горную территорию (рис. 2.1).



Рис. 2.1. Бордюрная ("квазициклическая") бассейновая структура горной страны Сихотэ-Алинь вдоль профиля, заложенного с запада на восток по 51° с.ш. от 139° в.д. до 140° в.д.

Понятно, что данный бордюр – достаточно примитивная модель, регулярная трансляция элемента которой в виде МРБ в силу конкретных структурно-геологических особенностей искажается. В принципе данная структура может рассматриваться как пространственно-периодическая, которая формируется благодаря определяющей роли конвективного движения частиц среды [Чупрынин, 1998] – в данном случае сложного «пограничного» сочетания конвективного геологического движения, отражающегося в блоково-глыбовой структуре земной коры, и конвективных процессов в системе атмосфера-гидросфера. Такое движение, очевидно, может дать хорошее основание применять термин «ритм рельефа», определяемый количественно как среднее расстояние между точками перегиба рельефа [Тимофеев и др., 1977], а также – гармонический анализ при количественной характеристике рельефа на основе ГИС [Харченко, 2017].

В работе В.И. Чупрынина [2008] показан процесс самоорганизации речных бассейнов как регулярно повторяющихся пространственных структур. На поверхность склона, сложенного

рыхлыми отложениями, систематически выпадают дожди и формируется сток воды, внутриобъемный при обычном увлажнении, поверхностный – при избыточном. Подповерхностные и поверхностные потоки воды при благоприятных условиях могут вымывать частицы горной породы, переотлагая их ниже по склону и вниз по профилю (формируя слабопроницаемый кольматационный горизонт). На неровной поверхности склона в потоках воды возникают случайные возмущения, вследствие чего в этих местах скорость движения воды возрастает, усиливая эрозионное ее действие. Со временем и вниз по склону возникают эрозионные борозды, которые могут разрастаться и соединяться друг с другом. В каждой борозде с определенной площади собирается вода, при систематической эрозии эта площадь начинает приобретать форму полуворонки (суффозионные воронки в истоках рек отмечены нами в южном Сихотэ-Алине).

При слиянии эрозионных борозд происходит соединение водосборных поверхностей. Размеры их площадей возрастают, а интенсивность дренирующих их потоков воды – недостаточной для того, чтобы преодолеть локальные водоразделы. Это зависит от состава и свойств горных пород. Далее в пределах водосбора идет только его углубление, расширение же возможно до тех пор, пока его граница не совпадет с границей соседнего водосбора, но в некоторых случаях в "конкурентной борьбе" потоков водораздельные линии могут смещаться.

В условиях маломеняющегося в пространстве состава горных пород и характеристик дождей соседние бассейны мало различаются по размерам, в связи с чем часто наблюдается их *регулярное* расположение, отражающее приблизительно равные условия конкуренции водосборов за пространство. Меньший по размеру бассейн с более крутыми склонами более интенсивно (энергично) раздвигает область своего существования, чем соседний, больший по размеру, но с более пологими склонами. Когда интенсивности соседних водосборов сравниваются, то процесс организации регулярных бассейновых структур заканчивается и вновь может происходить углубление этих бассейнов, насколько это позволяет базис эрозии.

2.2. Естественная дифференциация водных масс на суше

Пространственное распределение гидрометеорологических элементов составляет узловую задачу более общей проблемы ландшафтно-географической зональности [Гарцман, 1971], в основе которой лежат закономерные пространственные изменения количества тепла, количества влаги, а также соотношения количества тепла и количества влаги [Григорьев, 1954].

Единство природных вод наиболее ярко проявляется круговороте вод в системе «атмосфера – гидросфера – литосфера», который выступает тем основным механизмом, что обеспечивает относительную устойчивость в распределении вод между сушей, океаном и атмосферой. Это равновесие является весьма относительным, оно систематически нарушается – меняется во времени и пространстве, что отражается в соответствующем изменении гидрологических и

климатических условий [Калинин, 1968].

Регулярные пространственно-временные нарушения этого равновесия указывают на то, что существует определенная система влагооборотов, усложнявшаяся в течение истории Земли по мере усложнения форм организации водных масс в системе «атмосфера – гидросфера – литосфера» [И. Гарцман, 1976; Eagleson, 1986; Зверев, 2001]. Можно утверждать, что нарушение типов симметрии (с выходом на более высокий уровень симметрии) для геоэкологии представляет собой не менее важное эвристическое значение, чем аналогичное нарушение в физике [Кравец, 1995].

В связи с этим рассмотрим общий случай эпизодического или регулярного естественного «нарушения» соответствия S_F и S_{ST} и последующего восстановления этого соответствия – восстановления внутренней симметрии влагооборота в геосистемах.

Ранее отмечалось [И. Гарцман, 1976, 1977; Гарцман, Шамов, 1991; Brutsaert, 2005], что принцип баланса масс для описания круговорота воды недостаточен, поскольку в одинаковых климатических условиях сосуществуют различные формы организации водных масс. И.Н. Гарцман [1976] в связи с этим резонно расширил известное высказывание А.И. Воейкова: *не только реки – продукт климата, но и озера, болота, облака, туманы и т.д.*

Различные формы организации водных масс отражают внутреннюю неоднородность насыщаемой водой среды, что проявляется, в частности, в *природно-климатической азональности* гидрологических условий. Геолого-геоморфологические особенности в пределах одной климатической зоны определяют разделение масс воды на конкретные геосистемы с различными ведущими функциями влагооборота. Поскольку высшей формой влагооборота выступает сток [Гарцман, 1976; Федоров, 2007], то исходным для анализа объектом логично принять бассейн, регулярно генерирующий сток, т.е. МРБ.

Совокупность (ряд) сочетаний объектов и функций удобно представить в виде некоторой периодической таблицы, или матрицы типовых моделей. В ее основу положена приведенная в одной из наших работ [Гарцман и др., 1993] инвариантно-генетической последовательности (ИГП) состояний водных масс в МРБ, а также исследования ВБ и процессов водообмена, проведенные ранее различными авторами.

2.3. Понятие инвариантно-генетической последовательности системы

Понятие *инварианта*, или, точнее, ИГП системы, вытекающее из последовательного применения общефизического принципа симметрии в конкретной области, сформулировано в работе И.Н. Гарцмана [1976]. Именно благодаря понятию инварианта вещественный (вещественноэнергетический) баланс становится предметом не только инженерных расчетов, но и научного исследования. Регулярные, устойчивые, объективные связи между различными явле-

ниями можно отобразить в виде специфических инвариантов, поиск которых в географии – дело необходимое и перспективное.

По мнению выдающегося отечественного географа академика В.Б. Сочавы, концепция инварианта призвана «сыграть в физической географии не меньшую роль, чем она уже сыграла в кристаллографии и, в особенности, в учении о симметрии, которое основывается на двух противоположных началах: преобразовании (изменении) и сохранении (инварианте). Подобно тому, как и в мире кристаллов, в географической оболочке происходят постоянные преобразования и вместе с тем сохраняются некоторые свойства, которые в совокупности и являются *инвариантом по отношению к определенным сдвигам во времени и пространстве* (курсив наш. – В.Ш.). Только путем выявления этих сохраняющихся элементов и их связей мы в состоянии построить классификацию геосистем, отображающую законы, действующие в природной среде и порождающие ее преобразования» [Сочава, 1978, с. 7].

Инвариантный подход в географических науках, по убеждению В.Б. Сочавы [1974, 1978], позволяет упорядочить представление о многих изменчивых географических явлениях и, опираясь на теорию симметрии, дать их математическое описание. Понятие инварианта выступает как весьма эффективное методологическое средство, раскрывающее существенные стороны единства логического и исторического методов познания, теоретического и историко-генетического способов описания объекта. Познать общую теорию, или *закон* объекта-системы – означает выделить и описать структуру его внешних и внутренних отношений, т.е. выделить и описать инвариант структуры [Кузнецов, 1973]. Познать закон предмета со стороны его истории, становления, развития – означает выделить и описать инвариант его генезиса.

Следует подчеркнуть, что принцип симметрии конкретизируется в естествознании в виде законов сохранения – в первую очередь сохранения массы и/или энергии. В.А. Светлосанов показывает, что «изучение методики появления физических законов в определенных областях физики весьма полезно для географии» [1992, с. 4]. По мнению И.Н. Степанова [1986], общим, что объединяет различные миры единой (целостной) природы планеты Земля, видимо, оказывается симметрия, обусловленная общим естественным фактором – физическими полями.

По мнению Э. Лекавичуса, «обнаружить и охарактеризовать все многообразие причинных связей – эта задача намного сложнее, нежели простое описание состояния. Знание инвариантных причинных зависимостей по существу соответствует созданию научной теории функционирования экосистем...» [1986].

Полная теория объекта необходимо включает анализ действующих на объект сил. Согласно проф. Полу Дэвису [Дэвис, 1989], можно утверждать, что природу любых сил (взаимодействий) невозможно отделить от структуры (элементарного строения) и иерархии (субэле-

ментарного строения) взаимодействующих объектов: элементы взаимодействуют друг с другом или сами с собой, обмениваясь некими субэлементами. Силы можно рассматривать как способ, которым в природе поддерживаются движущиеся (изменяющиеся) структурированные объекты – системы, представимые как абстрактные *симметрии* со своими инвариантами.

Физик Г. Гельмгольц выдвигал общее априорное требование, «на котором зиждется вся наука, а именно постулата о фундаментальной инвариантности, которая кроется за всеми трансформациями, происходящими в природе» [Пригожин, Стенгерс, 1986, с. 161].

Раскрытие объекта как системы необходимо предполагает выявление его генетических, структурных и иерархических связей.

Генетические связи системы характеризуют моменты ее качественного изменения, становления, развития, выделения объекта из его среды и последующего его усложнения в процессе взаимодействия с изменяющейся средой. В генезисе формируются и возникают новые компоненты объекта, что приводит к усложнению прежних внутренних, внутрисистемных отношений. При этом развитие необходимо выступает как последовательность этапов в изменении качественной определенности объекта как результат изменений его количественной определенности и в связи с последними. При этом каждый из этапов последовательности выступает как генетическая подсистема со своей структурой и генезисом.

Структурные связи описывают систему как взаимодействие ее элементов (подсистем) на данном этапе развития. Эти связи выступают как способ организации системы, изменяющийся соответственно этапам ее развития. Относительная целостность объекта сохраняется в каждый данный момент благодаря тому, что его структурные связи выражают связи генетические: генезис системы есть в то же время и генезис структурных связей, и, наоборот, структура системы отображает структуру ее генетических связей.

Из этого следует, что «последовательность структурных подсистем изоморфна последовательности генетических подсистем» [Гарцман, 1976; с. 26].

Иерархические связи системы представляют ее как многокомпонентное образование, упорядоченное в отношениях субординации и координации. Иерархическая связь отображает отношения целого и части, она исторически обусловлена генезисом системы и выражается через структурные связи в настоящем.

Итак,

- генезис определяет объект-систему как развивающуюся целостность – то есть с точки зрения включения данной системы в более широкую надсистему;
- структура определяет объект-систему как множество связей между ее элементами – то есть с точки зрения ее как целого;

➤ иерархия раскрывает структуру структуры системы – то есть с точки зрения вклада ее подсистем в это целое.

Генезис, структура, иерархия суть три стороны системы, тождественные в своем единстве: ни одна из них не может существовать без других, относительно обособленно от них. Вывести понятие системы из определений ее взаимосвязанных сторон можно, выразив присущее всем им общее, абстрактное. «Эта в данном случае высшая, всеобъемлющая абстракция и есть *инвариант системы – наиболее общий закон ее развития и функционирования, способа существования*» [Гарцман, 1976, с. 27].

Инвариант системы есть отображение последовательностей смен ее состояний в процессе развития и функционирования, субординации ее внутренних и внешних отношений. Следовательно, инвариант сам представляет собой последовательность. Подчеркивая особое значение генетического момента, эта последовательность названа *инвариантно-генетической* (ИГП).

При всем различии инвариантов структуры и генезиса как конкретных инвариантов отдельных сторон системы, по [Гарцман, 1976], они сходятся, «пересекаются» в инварианте системы. Следовательно, инвариант системы как ее общий закон только и может быть познан в единстве логического и исторического подходов. При этом особое значение приобретает научное познание высшего этапа в развитии системы, как этапа, в снятом, преобразованном виде всю историю объекта в необходимых соотношениях. К примеру, исследование формирования речного стока как высшей формы организации водных масс в системе <водные массы – тропосфера – зона выветривания> необходимо учитывает процессы, протекающие в структурно и генетически предшествующих звеньях влагооборота.

Существенные стороны закономерностей развития процессов влагооборота, раскрываемые через понятие инварианта, могут быть выражены, по мнению И.Н. Гарцмана, таким образом: *«круговорот воды земного шара и его отдельных частей (онтогенез) «воспроизводит» в своих существенных моментах историю становления и развития гидросферы (филогенез)»* [1976, с. 28].

Этим же автором [1976] проанализирована история гидросферы и сформулирована ИГ-последовательность состояний водных масс в гидросфере, основные три из которых схематично представлены на рис. 1.1 в первой главе диссертации. Под историей, или эволюцией, водной оболочки как системы, вслед за Е.В. Посоховым [1981], будем понимать увеличение внутреннего разнообразия форм водных масс (рост информации), или повышение степени ее дифференцированности. Насыщение водой ограниченной абстрактной среды, уже обладающей определенной дифференцированностью, закономерно приводит к дифференциации насыщающих водных масс. При этом нельзя не брать во внимание коэволюционный эффект – результат совмест-

ного развития геосистемы – вмещающей среды – и насыщающих ее вод. Этот эффект и представляет собой современную гидросферу.

В одной из публикаций И.Н. Гарцмана с соавторами [1976] на основе выделения специфического объекта «речные системы» из метасистемы «гидрографическая сеть» разработана ИГП процессов формирования паводочного (дождевого и/или снегового) стока.

Генетическая последовательность стадий (форм) болотообразования в Западно-Сибирской низменности выступает как один из необходимых элементов гидрологической теории болот [Иванов, 1975], а также эндогенной теории экогенетической растительной сукцессии по мере возрастания гидроморфизма [Глебов, 1990]. ИГП формирования равнинных озерных геосистем в условиях направленной аккумуляции в долине Нижнего Амура, сформулирована в некоторых наших публикациях [Шамов, 2003; Шамов и др., 2004; Шамов, 2006], а также в главе 6 диссертационной работы.

Анализ ИГП специфических форм движения биогеографической оболочки, выявленных различными исследователями, а также их симметрии приведены в выше, в главе 1 диссертации.

В данном ключе представляют интерес пространственные ряды трансформации геосистем: ландшафтно-генетические ряды, факторально-динамические ряды, функционально-динамические ряды техногенно измененных природных комплексов [Викторов, Чикишев, 1976; Емельянов, 1986].

В таблице 2.1 приведены конкретные ИГП водных масс в различных вмещающих оболочках-средах: тропосфере, зоне выветривания, в двухфазной среде – «тропосфера – зона выветривания», а также в интегральной стокоформирующей геосистеме – малом речном бассейне.

Таблица 2.1

Матрица «Водные массы» [Гарцман, Шамов, Третьяков, 1993, с доп. автора]

Уровни	ИГП состояний (форм организации) водных масс	Система <водные массы – тропосфера>	Система <водные массы – зона выветривания>	Система <водные массы – тропосфера – зона выветривания>	Система <водные массы – малый речной бассейн>
g ₁	Парообмен	Отсутствие видимых следов влаги в тропосфере	Мономолекулярная влага	Конвекция, адвекция водяного пара	Воздушно-сухое состояние
g ₂	Эфемерный паро-капельный обмен	Конденсат (роса, иней); облака Ci, Cc	Полимолекулярная влага	Конденсация водяного пара	Состояние максимальной гигроскопичности

Уровни	ИГП состояний (форм организации) водных масс	Система <водные массы – тропосфера>	Система <водные массы – зона выветривания>	Система <водные массы – тропосфера – зона выветривания>	Система <водные массы – малый речной бассейн>
g ₃	Регулярный паро-капельный обмен	Следы влаги в пограничных слоях (радиационный туман, иглы); облака <i>Cs</i>	Пленочная и пленочно-стыковая влага сухая почва	Выпадение осадков	Максимальная молекулярная влагоёмкость
g ₄	Эфемерное переувлажнение	Адвективный туман; облака <i>Ac</i> (полосы падения)	Разрывно-капиллярная влага	Поверхностное стокообразование	Пленочно-капиллярная влагоёмкость
g ₅	Регулярное переувлажнение	Облака <i>As, Sc</i> (летом осадки не достигают поверхности земли)	Подвешенно-капиллярная влага влажная почва	Внутриобъемное стокообразование	Наименьшая влагоёмкость
g ₆	Эфемерное мигрирование избыточной влаги	Облака <i>Sc op., Cu</i> (капли дождя, непродолжительные осадки)	Подперто-капиллярная влага болота	Истощение слоя стокообразования	Появление форм гравитационной влаги
g ₇	Регулярная концентрация мигрирующей влаги	Облака <i>St</i> (морось летом, слабый снег зимой)	Подперто-гравитационная влага озёра	Квантирование слоя стокообразования в микропонижениях	Развитие зоны насыщения при среднем увлажнении водосбора
g ₈	Эфемерный сброс избыточной влаги	Облака <i>Cb</i> (ливневые осадки)	Временные водотоки	Временные ручейковые потоки	Состояние полной влагоёмкости
		Паводок внутриобъёмного генезиса			
g ₉	Регулярный сброс избыточной влаги	Облака <i>Ns</i> (обложные осадки)	Постоянные водотоки	Постоянные речные потоки	Заполнение микропонижений
		Паводок поверхностного генезиса			

Зона выветривания здесь необходимо включает ту часть биоты, которая участвует в круговороте воды. Примечательным является то, что в каждой приведенной геосистеме уровни организации водных масс индицируются своими критериями – пороговыми характеристиками насыщения, превышение которых обуславливает появление (проявление) нового уровня организации водных масс.

К примеру, в системе <водные массы – МРБ> уровни от 1-го до 7-го можно обозначить известными емкостными почвенно-гидрофизическими константами [Роде, 1951; Воронин, 1984; и др.], которые разделяют формы организации почвенно-грунтовых и биотических вод, соответственно образующих следующий ряд:

- химически связанная, кристаллизационная, или гидратная вода;
- молекулярная гигроскопичность, возникающая при присоединении прочносвязанной пленочно-адсорбционной воды к химически связанной воде;
- максимальная молекулярная влагоёмкость (~ «влажность завядания»), дополнительно включающая пленочно-стыковую воду;
- влажность разрыва капилляров, достраивающая предшествующую «конструкцию» пленочно-капиллярной формой воды;
- наименьшая (негравитационная) влагоёмкость, добавляющая к предыдущим формам, в свою очередь, капиллярную воду;
- полная влагоёмкость, предполагающая заполнение оставшихся гравитационных пор – того пространства, где вода движется под действием сил гравитации.

Далее этот ряд выходит за пределы области влагооборота в почвенно-растительном покрове и – в масштабе геосистемы речного бассейна – может быть продолжен таким образом:

- суммарная максимальная ёмкость микропонижений,
- ёмкость временной стоковой (ложбинно-овражной) сети,
- ёмкость постоянной русловой сети.

Следует подчеркнуть, что перечисленные пороговые константы относятся ко *всей* геосистеме, то есть являются *интегральными*, поскольку мы оперируем «точечными» балансовыми моделями. Модели с распределенными параметрами учитывают то, что каждой точке конкретного интегрируемого пространства соответствуют локальные константы, в общем случае отличающиеся от интегральных.

Относительная замкнутость данной, как и любой другой инвариантно-генетической последовательности, делает уместным использование понятия *цикла*, характеризующее возвращение системы в идентичное, уже имевшее место в прошлом состояние, и понятия *ритма* (временную соразмерность, упорядоченность), характеризующего закономерное чередование соиз-

меримых элементов в системе [Возовик, 1970; Заварзин, 2001].

2.4. Типы структурных моделей приповерхностного влагооборота в геосистемах при различной степени влаго- и теплообеспеченности

Приведем наиболее примечательные случаи исследования влагооборота в различных ландшафтах, типы моделей которого систематизированы в форме эвристических⁶ классификаций-матриц для условий недостатка и избытка тепла и представляют собой элементы матриц – $M_{сф}^-$ и $M_{сф}^+$ соответственно (табл. 2.2 и 2.3).

Подчеркнем, что в этих случаях дифференциация объектов по текущему ведущему процессу в системе (в левом крайнем столбце матрицы) принимается исходя из средних многолетних условий достаточного (оптимального, по [Мезенцева, 2009]) или избыточного увлажнения – то есть для гумидных условий.

Данная система типов моделей построена на анализе отклонений локальных ведущих процессов влагооборота в геосистеме <водные массы - МРБ> от зональных (климатических) ведущих процессов и отражает естественную широтную и высотную дифференциацию глобального влагооборота. При этом для упрощения на данном этапе мы оперируем тремя основными формами влагооборота (паро-капельный обмен, эвапотранспирация и сток) (см. гл. 1), отвечающие группам форм организации водных масс $g_1 - g_3$, $g_4 - g_6$ и $g_7 - g_9$ соответственно (обозначения см. в таблице 2.1).

В ячейках матриц даны специфические, характерные пространственные и временные масштабы данного типа влагооборота, или интервалы оптимального замыкания ВБ геосистемы в типичном состоянии.

Автор исходит из того, что существует естественная дифференциация влагооборота на суше, обусловленная неравномерной инсоляцией, скульптурным строением земной поверхности, удалённостью территории от моря, характером геологического субстрата подстилающей поверхности и пр. – т.е. комплексом факторов гидрометеорологической доступности, по [Гарцман, 1971].

В лесных ландшафтах, приуроченных в различных природных зонах к областям избыточного и достаточного увлажнения, в условиях хорошо расчлененной поверхности, как правило, образуются влагозапасы, достаточные для формирования постоянного стока с минимально необходимой для этого площади. Исходя из принципа экстремальности, именно лесные ландшафты взяты за основу построения системы типов влагооборота в геосистемах.

⁶ В данном случае, согласно А.К. Черкашину [2005], применена эвристика, основанная на знании свойств геосистем, рассматриваемых с точки зрения влагооборота.

Таблица 2.2

Модели влагооборота в системе <водные массы – МРБ>
при различной степени увлажнения в условиях недостатка тепла (M_{cf})

Зональный (климатический) ведущий процесс в системе Локальный ведущий процесс в системе	Паро-капельный обмен (пустыни высоких широт)	Эвапо- транспирация (тундра, лесотундра)	Сток (бореальные леса)
	Паро-капельный обмен	Влажный ПМ (болотный микrolандшафт)	Теплая пленка (переход к холодному во- доёму)
Паро-капельный обмен	Почвенный монолит (ПМ) <i>(«педон»)</i> <u>Время:</u> десятки минут ($\gg 1$ с) <u>Расстояние:</u> метры ÷ первые десятки метров ($\gg 1$ см) нормально (1)	<u>Время:</u> секунды ÷ десятки секунд (?) <u>Расстояние:</u> милли- метры ÷ сантиметры влажно (2)	<u>Время:</u> миллисекунды ($\ll 1$ с) (?) <u>Расстояние:</u> микрометры ($\ll 1$ см) очень влажно (3)
Эвапо- транспирация	Тундровый склон <u>Время:</u> несколько суток ÷ первые десятки суток ($\gg 1$ сут) <u>Расстояние:</u> первые ты- сячи метров ($\gg 500$ м) сухо (4)	Лесной склон <u>Время:</u> около 1 суток <u>Расстояние:</u> сотни метров нормально (5)	Болотный массив <u>Время:</u> минуты ÷ де- сятки минут ($\ll 1$ сут) <u>Расстояние:</u> метры ÷ де- сятки метров ($\ll 500$ м) влажно (6)
Сток	Полярно-пустынный МРБ <u>Время:</u> первые десятки лет ($\gg 1$ года) <u>Расстояние:</u> сотни ÷ около тысячи кило- метров ($\gg 100$ км) очень сухо (7)	Тундровый МРБ <u>Время:</u> около 1 года <u>Расстояние:</u> десятки ÷ первые сотни километ- ров сухо (8)	Лесной МРБ <u>Время:</u> первые десятки суток ($\ll 1$ года) <u>Расстояние:</u> километры ÷ первые десятки километ- ров ($\ll 100$ км) нормально (9)

Таблица 2.3

Модели влагооборота в системе <водные массы – МРБ>
при различной степени увлажнения в условиях избытка тепла (M_{cf}^+)

Зональный (климатический) ведущий процесс в системе Локальный ведущий процесс в системе	Паро-капельный обмен (пустыни низких широт)	Эвапо- транспирация (степи, саванны)	Сток (леса низких широт)
	Паро-капельный обмен	Влажный ПМ (приустьевой микрорландшафт)	Холодная пленка (переход к тёплому водоёму)
Паро-капельный обмен	Почвенный монолит (ПМ) <i>(«педон»)</i> <u>Время:</u> десятки минут ($\gg 1$ с) <u>Расстояние:</u> метры ÷ первые десятки метров ($\gg 1$ см) нормально (1)	Влажный ПМ <i>(приустьевой микрорландшафт)</i> <u>Время:</u> секунды ÷ десятки секунд (?) <u>Расстояние:</u> миллиметры ÷ сантиметры влажно (2)	Холодная пленка <i>(переход к тёплому водоёму)</i> <u>Время:</u> миллисекунды ($\ll 1$ с) (?) <u>Расстояние:</u> микрометры ($\ll 1$ см) очень влажно (3)
Эвапо- транспирация	Степной склон <u>Время:</u> несколько суток ÷ первые десятки суток ($\gg 1$ сут) <u>Расстояние:</u> первые тысячи метров ($\gg 500$ м) сухо (4)	Лесной склон <u>Время:</u> около 1 суток <u>Расстояние:</u> сотни метров нормально (5)	Пойменный массив <u>Время:</u> минуты ÷ десятки минут ($\ll 1$ сут) <u>Расстояние:</u> метры ÷ десятки метров ($\ll 500$ м) влажно (6)
Сток	Пустынный МРБ <u>Время:</u> первые десятки лет ($\gg 1$ года) <u>Расстояние:</u> сотни ÷ около тысячи километров ($\gg 100$ км) очень сухо (7)	Степной МРБ <u>Время:</u> около 1 года <u>Расстояние:</u> десятки ÷ первые сотни километров сухо (8)	Лесной МРБ <u>Время:</u> первые десятки суток ($\ll 1$ года) <u>Расстояние:</u> километры ÷ первые десятки километров ($\ll 100$ км) нормально (9)

Группы зон-аналогов [Черкашин, 2005] в свою очередь для предельного упрощения объединены в три над-группы, формирующие ряд: лес – степь (тундра, саванна) – пустыня. Повышение разнообразия таксономических единиц предлагаемых конструкций за счет увеличения числа зон-аналогов, с одной стороны, и числа форм влагооборота, с другой, представляются самостоятельной, и, возможно, не одной задачей и выходят за рамки данной работы.

В силу крайне низкой степени насыщенности жидкофазной водой области арктических и антарктических пустынь (недостаток тепла при избытке влаги) и пустынь умеренных, субтропических и тропических широт (избыток тепла при недостатке влаги) характеризуются в среднем преобладанием одной и той же формы влагооборота – паро-капельного обмена.

Для полярных областей наиболее типичны процессы сублимации льда и снега, кристаллизации водяного пара в атмосфере и на границе мерзлоты, внутрисезонной перестройки структуры снега и льда. Физическое и биологическое испарение, преимущественно обусловленное движением капиллярных форм воды, в этих областях является дополнительным, неспецифичным явлением, возникающим лишь в определенных благоприятных условиях как вблизи дневной поверхности, так и у нижней границы мерзлоты. Очевидно, эвапотранспирационные циклы в заполярье растягиваются и носят многодневный, а то и сезонный характер (модель Тундровый склона).

Сток в высоких широтах – явление еще более редкое и подчиняется многолетним/климатическим колебаниям притока тепла. Для постоянного стока в высоких широтах необходимы обширные бассейны со сквозными таликами, обеспечивающими зимой питание рек. Это подтверждается тем фактом, что реки криолитозоны, имеющие площади водосбора в десятки и даже сотни тыс. км², нередко перемерзают в зимнее время [Любимов, 1980].

В пустынях низких широт, где избыток тепла не позволяет воде сконцентрироваться надолго, капиллярные потоки находятся преимущественно на глубине – в толще подстилающих пород и, вместе с тем, проявляются при достаточно высоких уровнях грунтовых вод либо в виде солонцов и солончаков, либо – в виде оазисов, где минерализация выклинивающихся вод не настолько высока, чтобы быть токсичной. Для формирования регулярного стока в сильно засушливых областях необходимы обширные водосборы, имеющие ледниковое горное обрамление, либо, применительно к малым площадям водосбора, объёмы осадков редкой повторяемости – регулярные в масштабе времени климатических изменений, т.е. в многолетнем разрезе.

Более увлажненные территории, к которым следует отнести зону тундр (недостаток тепла), а также степи и саванны (избыток тепла), преимущественно эвапотранспирируют влагу. Сток в этих районах нерегулярен и обусловлен либо достаточно большими размерами бассейна, либо осадками относительно редкой повторяемости. Как правило, степной и тундровый стокоформирующий объект (бассейн) испытывает годовую динамику.

Элементы обеих матриц в правой верхней части (2, 3 и 6) характеризуют интразональные условия влагооборота на слабодренируемых выровненных формах рельефа – аккумулятивных равнинах, террасах, горных плато, выполненных слабопроницаемыми субстратами, задерживающими воду вблизи дневной поверхности. Подчеркнем, что указанная «симметричность» таксономий по форме организации ВМ выглядит идеализированной, но именно она представляется автору работы исходной позицией для дальнейшего усложнения связей генетически различных водных масс, участвующих в континентальном влагообороте, а следовательно, для усложнения применяемых моделей.

Далее типы моделей в матрицах M_{cf}^- и M_{cf}^+ рассмотрены подробнее.

2.4.1. Модель Лесной малый речной бассейн (МРБ)

Функционирование реальных МРБ вблизи состояния полного насыщения подчиняется синоптическим ритмам (несколько суток) и соответствующим им внутренним пространственным симметриям [Гарцман, Шамо́в, 1991] (рис. 2.2 – 2.4).

Симметричные же им гидрометеорологические процессы при этом представляют собой развитие и деградацию в атмосфере безоблачных и облачных конвективных ячеек. Ячейки без образования облаков имеют характерные горизонтальные размеры порядка 10 км, а время «жизни» – около 4 часов. Облачные конвективные ячейки разрастаются до 80–100 км, и продолжительность их существования может исчисляться несколькими сутками [Чупрынин, 1998; Вельтищев, Геохланян, 1974].



Рис. 2.2. Паводочные циклы в динамике водности р. Кии у с. Марусино (площадь водосбора 505 км²). Многоводный 1981 год.



Рис. 2.3. Паводочные циклы в динамике водности р. Кии у с. Марусино (площадь водосбора 505 км²). Средний по водности 1968 год.



Рис. 2.4. Двувершинный паводочный цикл общей длиной около 10 суток в июле 2009. г. Река Кия у с. Марусино (площадь водосбора 505 км²).

В рассматриваемом случае моделью влагооборота является Лесной МРБ.

Собственно МРБ, ограниченный «сверху» и «снизу» поверхностями задержания осадков и конечных потерь стока соответственно, моделируется как объект, состоящий из двух основных взаимодействующих элементов – толщи почвогрунтов зоны аэрации (активного припо-

верхностного водооборота) и речной сети (рис. 2.5).

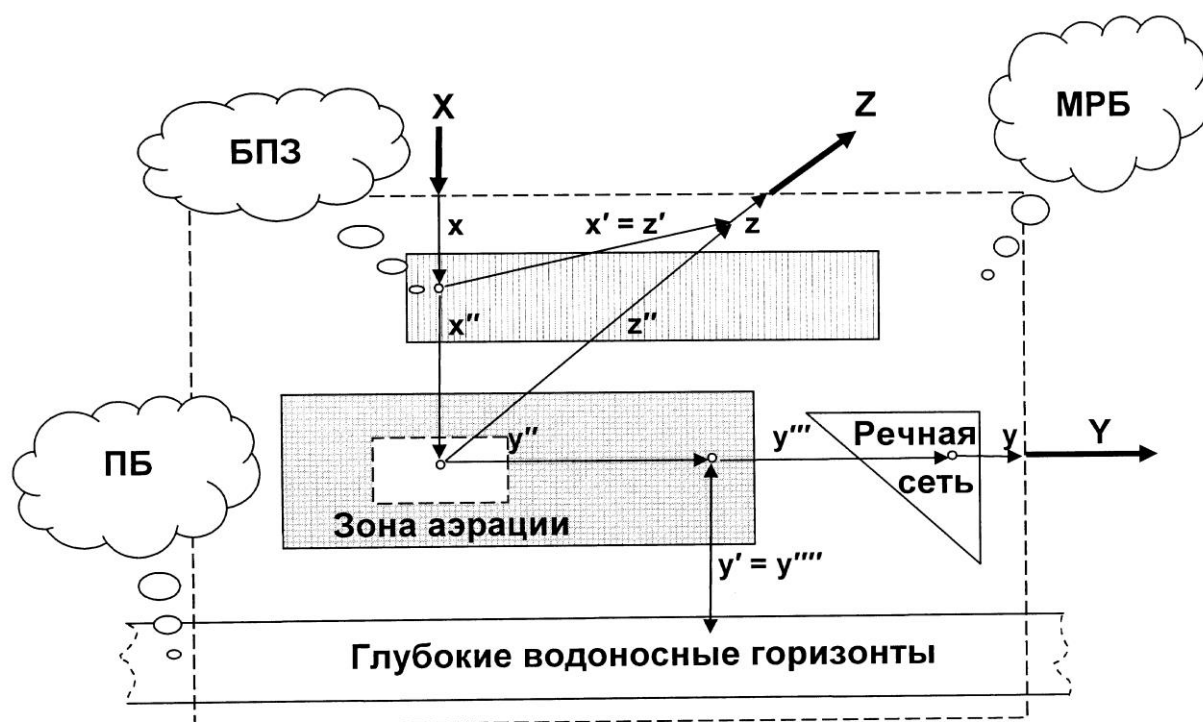


Рис. 2.5. Структура водного баланса МРБ (по [Гарцман, Шамов, 1991]).

Условные обозначения: X , Y , Z – соответственно осадки, сток, эвапотранспирация МРБ, принятого за простой узел; x , y , z – то же самое для МРБ, развернутого в сложный узел; $x = x'(z') + x''$, где x' – задержание осадков, z' – непродуктивное испарение; $x'' = y'' + z''$, где x'' – просочившиеся осадки, z'' – пополнение запаса испарения, y'' – пополнение запаса стока; $y''' = y'' + y'$ (y''''), где y'' – пополнение запаса русловой сети, y' – приток из подземного бассейна (ПБ), y'''' – сток туда же (равенство выполняется на больших площадях). Штрих-пунктиром показаны простые ВБ-узлы. Бассейны: МРБ – малый речной бассейн, БПЗ – бассейн поверхностного задержания (совокупность БПЗ формирует поверхность задержания МРБ), ПБ – подземный бассейн.

В пределах этих элементов происходят процессы в рамках ИГП дождевого стока [Гарцман, 1976]. Узловым элементом системы водооборота в МРБ является зона аэрации, в пределах которой постоянно существуют области полного и неполного насыщения. Эти области с точки зрения стокоформирования рассматриваются как относительно независимые, целостные и сложно взаимодействующие объемы воды – запас стока в форме гравитационной воды и запас эвапотранспирации в форме негравитационной (капиллярной и других форм) воды.

Роль зоны аэрации в формировании стока заключается в выделении текущих потерь – разделении объема просачивающейся влаги на запас стока и запас эвапотранспирации, а также

в перераспределении воды между ними. Перераспределение воды между запасами проявляется на элементарных бассейнах – с площадями в $1-2 \text{ км}^2$ – в суточном ходе стока внутри синоптического цикла [Шамов, 1998; Гарцман, Шамов, 2015].

Зона аэрации МРБ, таким образом, выступает центральным, или внутренним, элементом данной системы, а речная сеть, бассейн поверхностного задержания и подземный бассейн рассматриваются как внешние элементы. При этом речная сеть, будучи равномасштабной с зоной аэрации, связана с ней детерминированно, а взаимодействие БПЗ и ПБ с МРБ из-за существенной разницы в пространственно-временных масштабах носит случайный, стохастический характер и может быть описано только вероятностно.

2.4.2. Модель Почвенный монолит ("гидропедон")

Почвенный монолит (ПМ) (элемент 1 в обеих матрицах) обозначен в работе [Гарцман, Шамов, Третьяков, 1993] как модель геосистемы первого рода, испытывающей водную динамику вблизи состояния максимальной гигроскопичности (см. табл. 2.1). ПМ – здесь модель влагооборота в рамках почвенного монолита, или "педона" [Bouma et al., 2011].

Для водохозяйственной практики важнейшей характеристикой таких объектов является отсутствие стока, обусловленное полным отсутствием гравитационных форм влаги. Ведущим процессом здесь выступает парокапельный обмен. Испарение происходит в условиях систематического избытка тепла, что может быть интерпретировано как избыток «атмосферной емкости», и контролируется влагонасыщенностью объекта. Фазовые переходы воды (пар – жидкость) происходят внутриобъемно в результате локального переувлажнения на парокапельном уровне под действием значительных термических градиентов [Глобус, 1983]. Влагообмен через поверхность объекта с атмосферой (испарение) существенно отличается от транспирации и испарения с капиллярной каймы в силу существенно большей энергии связи воды в тонких водных пленках, преобладающих над иными формами организации почвенной влаги. Симметричные атмосферные процессы наблюдаются как появление и динамика атмосферных термиков [Андреев, Панчев, 1975].

Замыкание баланса при доминировании таких процессов происходит на площадях, измеряемых метрами, и за промежутки времени намного меньше 1 суток. Испарение в модели ПМ представляется как остаточный (результатирующий) член балансового уравнения. Испарение с территории, имеющей значительную площадь, представляет собой простую сумму испарений множества составляющих данную территорию условных почвенных монолитов. Полученный вывод коррелирует с практическим заключением, что почвенные испарители могут быть «хорошими» датчиками испарения только в условиях, когда горизонтальным влагообменом можно пренебречь, т.е. при сухой почве.

Данная пространственно-временная организация влагооборота типична для «средних» условий аридных территорий, где паро-капельный обмен обеспечивает более чем половину от атмосферной доли увлажнения почв, что указывает на регулирование и усиление этих процессов как один из путей увлажнения верхних слоев почв в засушливых районах [Лебедев, 1936]. Здесь речь идет преимущественно о *молекулярной конденсации* – процессе насыщения дисперсной среды (почвы) до состояния максимальной гигроскопичности, когда твердые частицы почвы покрываются водяной пленкой толщиной в одну молекулу благодаря взаимодействию молекулярных сил между частицами и молекулами воды.

2.4.3. Модель Лесной склон

Состояние системы приповерхностного влагооборота вблизи наименьшей влагоёмкости характеризуется появлением эпизодического или переменного стока, обусловленного локальным появлением гравитационной влаги.

Здесь ведущим процессом выступает транспирация и ее абиотические аналоги (испарение с различных поверхностей), которые представляют собой сложный саморегулирующийся процесс в условиях переменного соотношения тепла и влаги. Сток в данном случае является результирующим (остаточным) членом балансового уравнения, что отражается в суточном ходе стока малых рек в солнечные дни в периоды устойчивой летней межени (рис. 2.6).



Рис. 2.6. Пример суточных циклов, наложенных на небольшие паводки, образованные кратковременными осадками. 25 мая – 22 июня 2009 г. Река Кия у с. Переяславка (площадь водосбора 829 км²).

Суточные циклы прослеживаются и на крупных бассейнах, например, в периоды ледовых явлений и начала формирования ледостава (рис. 2.7) и связаны с суточными температурными колебаниями. Последние при этом как бы модулируют поток воды, а при появлении льда фиксируются скачки уровня, обусловленные сужением живого сечения реки.

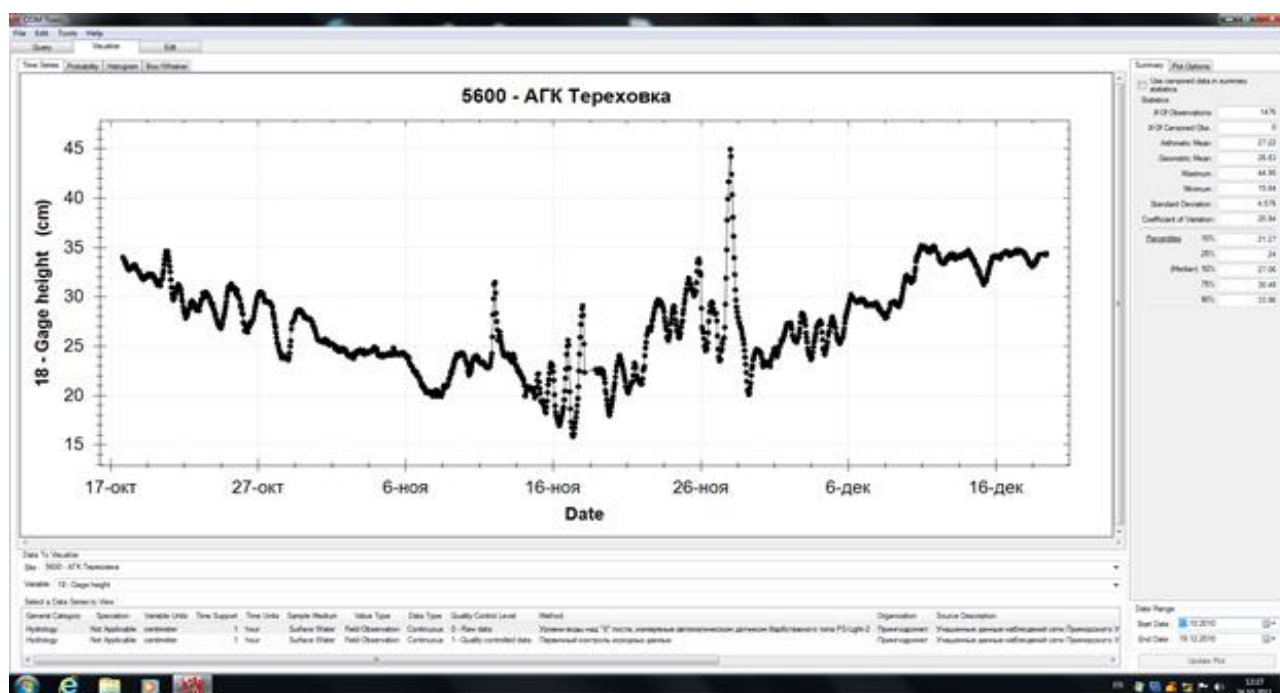


Рис. 2.7. Пример суточных циклов, обусловленных фазовыми переходами в период замерзания. 16 октября – 19 декабря 2010 г. Река Раздольная у с. Тереховка (площадь водосбора 15 500 км²). По горизонтали – время в сутках, по вертикали – условный уровень воды в см.

Замыкание водного цикла данного типа оптимально происходит в рамках типовой модели Лесной склон (ЛС), пространственные масштабы которой измеряются сотнями метров, а характеристический временной масштаб равен 1 суткам (цикл испарения в бореальной зоне). Сток с территории, состоящей из совокупности реальных склонов, происходит в условиях избытка русловой емкости и является простой суммой величин стока с каждого склона. ЛС – здесь модель влагооборота, происходящего в пределах склона – элемента рельефа, включающего толщу рыхлого материала, в пределах которой движение водных масс наблюдается обычно без эрозии поверхности. В геоэкологическом плане существенным является тот факт, что исследуемые процессы наблюдаются в зоне распространения лесов.

Для раскрытия структуры ЛС рассмотрим процесс формирования транспирации при нарастании увлажнения, учитывая, что непосредственное влияние корневых систем растений охватывает большую толщу почвогрунтов, часто – всю зону активного приповерхностного водообмена (рис. 2.8).

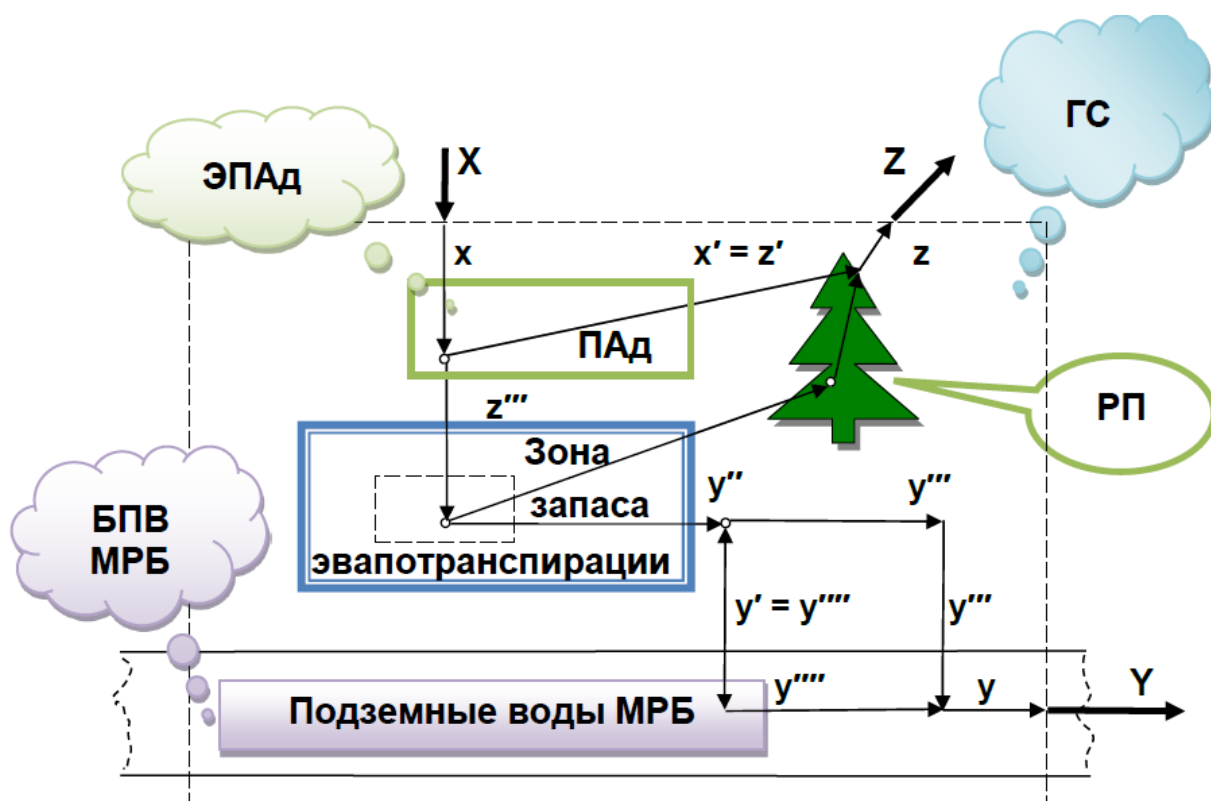


Рис. 2.8. Структура водного баланса ЛС (по [Гарцман, Шамов, Третьяков, 1993]).

Условные обозначения: X , Y , Z – соответственно осадки, сток, эвапотранспирация ЛС, принятого за простой узел; x , y , z – то же самое для ЛС, развернутого в сложный узел; $x = x'(z') + x''$, где x' – адсорбция осадков, z' – непродуктивное испарение; $x'' = y'' + z''$, где x'' – просочившиеся осадки, z'' – пополнение запаса эвапотранспирации, y'' – потери запаса эвапотранспирации на сток; $y''' = y'' + y'$ (y''''), где y''' – склоновый грунтовый сток, y'' – пополнение запаса склонового грунтового стока, y' – приток из подземного бассейна (ПБ), y'''' – сток туда же (равенство выполняется на больших площадях). Пунктиром показаны простые ВБ-узлы. Бассейны: ЛС – лесной склон (МРБ в состоянии формирования меженного стока), ЭПАд – элементарная поверхность, или бассейн, адсорбции (совокупность ЭПАд формирует поверхность адсорбции, ПАд ЛС), БПВ МРБ – бассейн подземных вод МРБ. РП – растительный покров.

Некоторый объем инфильтрующей влаги адсорбируется на поверхности почвенных частиц [Лебедев, 1936]. Этот объем определяется как величиной удельной поверхности пористого почвенного тела, так и природой самих почвенных частиц и воды. Можно сказать, что существует специфический объект – поверхность адсорбции, ПАд, – объект, относительно обособленный, представленный большим количеством почвенных частиц и определяемый емкостью всех форм влаги, более прочно связанной с твердой фазой, чем капиллярная. Водный баланс ПАд элементарен: «адсорбция равна внутрипочвенному испарению»: $X' = Z'$.

Элементарные поверхности адсорбции, ЭПАд, почвенных частиц выполняют роль мик-

робассейнов адсорбции, в пределах которых происходит замыкание баланса в пространственно-временных границах значительно меньших, чем масштабы катены – в данном случае почвенно-грунтового тела, выполняющего склон. Функционально данные объекты обеспечивают начальные потери эвапотранспирации.

В ПАД следует, очевидно, включать и части живых организмов. В частности имеются данные о регулировании транспирационного потока растениями на клеточном уровне [Крафтс и др., 1951; Генкель, 1975], то есть замыкание ВБ каждой клетки может происходить элементарно.

В гидрофизической литературе [Лебедев, 1936; Дандарон, 1970] оперируют понятием «сухой слой», которое коррелирует с введенным выше понятием «поверхность адсорбции». Один из вариантов определения сухого слоя – это слой почвы от дневной поверхности до глубины, где влажность почвы достигает максимальной гигроскопичности.

Исследователями отмечается, что после начала образования сухого слоя его толщина в течение нескольких дней стабилизируется и почти не меняется при неизменных погодных условиях. «...Толщина сухого слоя почвы является одним из важнейших параметров, определяющих суточный ход испарения. При небольшой толщине сухого слоя почвы ход испарения определяется в основном диффузионным потоком пара, образующегося в глубине почвы. При большой толщине сухого слоя (случай иссушения или промерзания склона – *В.Ш.*) ход испарения определяется главным образом процессами сорбции и десорбции, происходящими внутри сухого слоя при периодическом изменении температуры почвы» [Дандарон, 1970, с. 200].

Высокие температурные градиенты и преобладание малоподвижных форм влаги в сухом слое обеспечивают его «запирающий» эффект, резко уменьшающий поток влаги в атмосферу [Лебедев, 1936; Дандарон, 1970; Шутов, 1998].

Таким образом, при некотором среднем увлажнении, когда толщина сухого слоя достаточно мала, чтобы сохранялся выраженный суточный ход испарения, и достаточно велика, чтобы регулировать этот процесс и выступать как элемент ЛС, характер функционирования сухого слоя эквивалентен описанному для ПАД. Все это позволяет, утверждать, что сухой слой является одним из основных физических носителей понятия «поверхность адсорбции».

При увеличении влажности почвы выше максимальной гигроскопичности водные слои на почвенных частицах утолщаются (пленочная влага [Лебедев, 1936]) и соприкасаются друг с другом. При этом молекулярные силы притяжения в них ослабевают и скачкообразно возникает новая форма почвенной влаги – стыковая (пендулярная) [Роде, 1965; Нерпин, Чудновский, 1967]. Стыковая влага рассматривается как состояние капиллярной формы влаги. Гидравлическая связь между почвенными частицами уже не позволяет рассматривать их обособленно – они образуют ансамбли, мощность которых нарастает по мере увлажнения почвы. Таким образом

формируется объем капиллярной влаги, доступной для расходования путем транспирации и других видов испарения, механизм которых связан с капиллярным движением влаги, – иными словами, запас транспирации. Движение воды в капиллярных порах дисперсной среды необходимо предполагает частичный захват гравитационных пор. Это происходит в силу случайности размещения пустот различного размера в поровом пространстве катены. Такие локальные объемы воды в процессе гравитационного движения – фильтрации – в свою очередь порождают локальные капиллярные каймы, то есть локальные запасы транспирации.

Необходимо отметить следующие важные моменты.

Во-первых, разделение неадсорбированной влаги на запас транспирации и запас фильтрации происходит практически сразу же при локальном появлении какого-либо из этих объемов. Во-вторых, это может происходить с различной вероятностью в любой точке катены. Другими словами, состояние склона вблизи наименьшей влагоемкости не означает, что почвенно-грунтовое тело, выполняющее катену, везде, в каждой своей точке находится в состоянии вблизи наименьшей влагоемкости.

Склоновый запас фильтрации формирует внутрипочвенный сток, который на всем пути по склону остается более или менее доступным для корневых систем растений. Особенно это отчетливо проявляется в лесостепной зоне, где на остепненных склонах южных экспозиций вдоль неглубоких ложбин стока (где склоновый влагозапас ближе к дневной поверхности) древесная растительность существенно преобладает по сравнению с прилегающими нерасчлененными участками.

Резюмируя сказанное, можно выделить специфический объект – «зону транспирации», ВБ которого представляется в качестве простого узла и формулируется как «неадсорбированная влага разделяется на запас транспирации и запас фильтрации»:

$$X'' = Z'' + Y''.$$

Транспирация как основная функция склона обеспечивается, в основном, особым объектом – растительным покровом, включающим подземную корневую систему. Во взаимосвязи его с зоной транспирации осуществляется сложная саморегуляция водообмена склона, реализуемая благодаря физиологическим приспособлениям растений (обеспечение сосущей силы, открывание и закрывание устьиц на листовых пластинках и т.д.) и проявляющаяся как соотношение элементов водного режима растений (общее содержание влаги, интенсивность транспирации, водный дефицит и пр.) [Крафтс и др., 1951; Хафф, Суонк, 1988].

Goodrich et al. [1997] выявили верхний предел размеров склона (лога), анализируя связи пиковых расходов воды водотоков на экспериментальном бассейне Уолнет Галч (Walnut Gulch) (рис. 2.9).

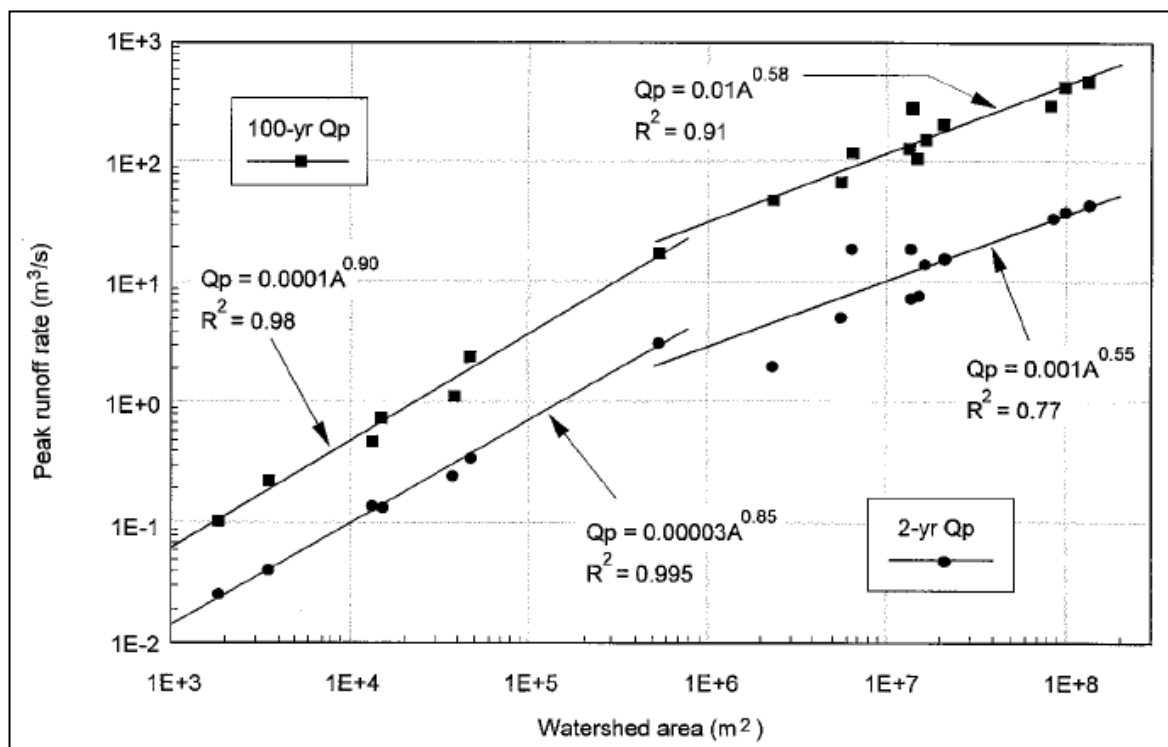


Рис. 2.9. Зависимость мгновенных максимальных расходов воды повторяемости 1 раз в 2 года (2-ур Q_p) и 1 раз в 100 лет (100-ур Q_p) от площади водосбора. Аризона, США [Goodrich et al., 1997].

На рисунке 2.9 отчетливо виден перелом графиков функций, аппроксимирующих эти связи для расходов различной обеспеченности, в районе площади водосбора $0,6 \text{ км}^2$. Уменьшение наклона связи максимальных расходов при превышении площади водосбора величины $0,6 \text{ км}^2$ (линейный размер около 800 м) указывает на появление регулярного руслового регулирования стока, что, очевидно, свидетельствует о появлении постоянного водотока. Данная пороговая величина (верхняя граница площади склона) весьма близка к оценкам нижней границы размеров МРБ в работе Б.И. Гарцмана [1990], полученной для условий Приморья, – $0,8\text{--}1,2 \text{ км}^2$, а также к максимальным размерам репрезентативных элементарных площадей (representative elementary area) – около 1 км^2 , выделяемых для описания стока, эвапотранспирации и инфильтрации [Wood et al., 1990].

Следует подчеркнуть, что исследование основных процессов в модели ЛС предполагает интегральный учет начальных потерь. В этом смысле «молекулярный подход», развивавшийся в рамках физики почвенных вод [Будаговский, Гусев, 1989], представляется избыточным, не специфичным для описания транспирации, впитывания, просачивания и т.п.

В силу разномасштабности двух объектов – поверхности адсорбции и зоны транспирации – значительно осложняется измерение влагосодержания с помощью телеметрических

устройств. Сильная размытость связи эффективного значения коэффициента излучения и объемной влажности почвы в слое до глубин 2,5 и 5 см, вероятно, обусловлена тем, что сухой слой, формирующийся в периоды между выпадением дождей, имеет толщину порядка 1–2 см [Шмюгге, 1988]. Глубже располагается зона транспирации, которая в экспериментах, описанных Т. Шмюгге, начинает «шуметь», особенно при высокой влажности почвы, когда сухой слой еще очень тонок.

Также некорректным, в связи со сказанным, представляются попытки жестко связать информацию о влажности в тонком поверхностном слое почвы (доступном для дистанционного зондирования) с влажностью нижележащих слоев. Причина – та же физическая неоднородность сравниваемых величин. В частности, результаты экспериментов Т. Дж. Джексона, направленных на выявление связи влажности верхнего 10-сантиметрового слоя почвы со значениями влагосодержания в пределах метровой толщи [Шмюгге, 1988], по всей видимости, нельзя переносить на случай использования радиометрических замеров влажности поверхностного слоя почвы без учета сухого слоя. Примечательно, что Т. Шмюгге отмечает относительно низкую точность и ограниченность по глубине методов дистанционного зондирования по сравнению с наземными. На наш взгляд, преимущества телеметрии должны проявляться в периоды повышенного атмосферного увлажнения, а также ночью, когда сухой слой практически отсутствует.

Необходимость проведения нижней границы в рамках модели ЛС приводит к разделению гравитационной почвенно-грунтовой воды по меньшей мере на два объема. Это, во-первых, склоновые гравитационные почвенные воды (объем подповерхностного стока [Керкби, 1988]), которые формируются в пределах данного склона и дренируются непосредственно примыкающим участком русла, и, во-вторых, транзитные гравитационные грунтовые воды, которые не дренируются непосредственно в основании того склона, на котором они сформировались. Транзитные грунтовые воды, представляя собой нижний ярус гравитационной воды в зоне насыщения, образуют бассейн подземных вод (БПВ), ВБ которого замыкается в рамках МРБ. Пространственные масштабы этого объекта во много раз больше, чем масштабы рассматриваемого склона [Shaman et al., 2004]. Соответственно и время замыкания ВБ значительно больше суток – характерного времени замыкания баланса зоны транспирации. В указанных масштабах этот объект – зону транспирации – можно представить в виде элементарного ВБ-узла (питание равно разгрузке):

$$Y' = Y''''.$$

Питание БПВ МРБ осуществляется, очевидно, не только за счет фильтрации склоновых вод, но и за счет инфильтрации и инфлюации русловых вод в донные аллювиальные отложения. Это явление широко распространено в горных областях [Ковалевский, 1973; Соколов,

Саркисян, 1981]. По данным Н.Т. Кузнецова, а также других авторов, инфильтрация русловых вод на реках длиной менее 10 км составляет в среднем $0,05 \text{ м}^3/\text{с}$ на 1 км длины, на более крупных реках величина инфильтрации возрастает до $0,50 \text{ м}^3/\text{с}$, достигая в районах внутренней Азии до $1\text{--}2 \text{ м}^3/\text{с}$ и более [Соколов, Саркисян, 1981]. Автор наблюдал практически полную инфильтрацию русловых потоков с расходами $0,2\text{--}0,3 \text{ м}^3/\text{с}$ в русловой аллювий при обследовании глубоко врезаемых долин Учуро-Майского плато (Хабаровский край и Республика Саха (Якутия)).

Анализ структуры ЛС позволяет сделать два существенных вывода. Во-первых, структура ЛС (рис. 2.8) подобна структуре МРБ, полученная при анализе формирования дождевого паводка (рис. 2.5). Это подобие проявляется как в самой архитектуре систем с обязательным выделением центрального элемента в качестве простого узла, так и в аналогичном соотношении пространственно-временных масштабов «слоев» модели, обуславливающих разделение связей на стохастические и детерминированные. Причиной указанных аналогий является применяемый метод анализа.

Во-вторых, становится ясно, что задача моделирования ЛС является значительно более сложной, чем задача моделирования МРБ. Это вызвано необходимостью включения в анализ влагооборота особого объекта – растительного покрова, а также требуемого уровня пространственно-временного разрешения наблюдений.

2.4.4. Модели Степной МРБ и Тундровый МРБ

Повышенное сезонное переувлажнение степных ландшафтов, а также тундры при сезонном протаивании мерзлоты, обуславливает, как правило, появление сезонного временного стока. МРБ в области недостаточного увлажнения, которая характеризуется эвапотранспирацией как ведущим процессом, моделируется с зависимости от избытка или недостатка тепла соответственно типовым объектом «степной МРБ» или «тундровый МРБ» (элементы 8 в таблицах 2.2 и 2.3). Объекты, соответствующие данным моделям, испытывают выраженную сезонную динамику (годовые циклы). При этом в приполярной области определяющим является сезонный режим инсоляции (полярные дни и ночи), а, следовательно, притока тепла, лимитирующего запас талого стока.

Поверхность, достаточная для формирования запаса сезонного стока в МРБ областей недостаточного увлажнения, исчисляется линейными размерами в десятки – сотни километров. Свидетельством этого в зоне распространения многолетней мерзлоты является ежегодное перемерзание рек, имеющих большие водосборы. Это, например, р. Витим у пос. Хулугли, площадь водосбора $48\,500 \text{ км}^2$; р. Витим у пос. Калакан, площадь водосбора $66\,300 \text{ км}^2$ [Любимов, 1980], а также реки криолитозоны, характеристики которых приведены в таблице 2.4.

Реки криолитозоны, которые систематически перемерзают зимой

[Многолетние данные..., 1986; Многолетние данные..., 1987]

№№	Река – Пункт	Площадь водосбора, км ²	Годы, когда наблюдалось перемерзание
1	р. Гилюй – у перевоза	21 100	1942 – 1943, 1947 – 1949, 1951 – 1958, 1964 – 1980
2	р. Олёкма – с. Средняя Олёкма	37 300	1957 – 1980
3	р. Синяя – г.п. Песчаное	30 400	1946 – 1978
4	р. Томпо – г.п. Тополиный	25 500	1975 – 1980
5	р. Марха – с. Марыхай	89 600	1962 – 1971, 1973 – 1980
6	р. Тюнґ – г.п. Угулятцы	37 000	1963 – 1980
7	р. Анабар – с. Саскылах	78 800	1954 – 1980
8	р. Оленёк – с. Оленёк	89 200	1963 – 1967, 1969 – 1980
9	р. Яна – г. Верхоянск	45 300	1943 – 1949, 1951 – 1980
10	р. Яна – гм.ст. Джангкы	216 000	1955 – 1956, 1959, 1961 – 1963, 1975 – 1980
11	р. Адыча – пос. Ойюн-Хомото	65 500	1942 – 1980
12	р. Адыча – пос. Урдюк-Кумах	89 600	1939 – 1941, 1955 – 1963, 1965 – 1980
13	р. Бытантай – пос. Асар	40 000	1937 – 1980

Интразональные ландшафты, соответствующие описанным выше зональным, представляют собой горизонтальные или слабонаклоненные заболоченные пространства, приуроченные к долинным расширениям крупных рек. Избыток воды в них обуславливает сток, динамика которого в среднем имеет выраженный годовой ход, отражающий сезонный режим питания этих объектов. Водосборы таких геосистем простираются на десятки – первые сотни километров.

Такие природные образования близки к описываемым в литературе сложным болотным массивам [Богдановская-Гиенэф, 1969], или болотным макроландшафтам, генетически связанным с крупными формами рельефа – обширными междуречными пространствами, речными долинами, речными системами [Иванов, 1975].

Болотные макроландшафты формируются из болотных массивов или болотных мезоландшафтов с линейными размерами порядка километров – первых десятков километров [Иванов, 1975; Сирин, 1999]. Дренаживание общих запасов гравитационных вод в данном случае

Кроме того, эти массивы, даже имея небольшую мощность – до 1 м – могут поглощать до 10% стока (в замыкающем створе) крупных транзитных рек [Мещенин, 1984].

Продолжительность влагооборота болотного или болотно-пойменного массива близка также к оценкам оборота почвенных вод, которые, согласно Г.П. Калинин [1968], составляют от нескольких месяцев до года – в зависимости от фильтрационных свойств водовмещающего субстрата и глубиной эрозионного вреза.

Характерным для объекта, рассматриваемого в рамках модели «болотный макроландшафт», является состояние «сухо», что, на первый взгляд, противоречит устоявшимся представлениям об избытке воды в этих ландшафтах – избытке, который следует отводить системой осушителей для целей сельскохозяйственного использования. Данное противоречие представляется кажущимся по той причине, что регулярное стокообразование и связанное с этим эффективное осушение дренируемой территории предполагает в целом значительный запас воды в системе, обеспеченный как климатическими, так и геолого-геоморфологическими условиями [Шамов, 1997]. Такие условия выполняются исключительно в рамках типовой модели Лесной МРБ (см. разд. 2.4.1). Систематическое же осушение болотных макроландшафтов и их сельскохозяйственное преобразование закономерно приводят к сравнительно быстрому разрушению торфяного слоя и снижению плодородия таких угодий [Трансформация..., 1995; Шамов, Баканов, 2004] (см. главу 7 диссертации).

2.4.5. Модель Пустынный склон

Близкую к вышеописанной пространственно-временную организацию имеет геосистема, которую можно обозначить как Пустынный склон, характеризуемый *временной* (эфемерной) эвапотранспирационной функцией.

Образно говоря, пустыня цветет во время весеннего увлажнения или – в заполярье – «сезонного» полярного дня, «замирая» после этого до следующего года. В пространственном отношении в южных пустынях поток пара в атмосферу обеспечивается предгорными равнинными районами, куда в первую очередь попадает сток с гор [Шульц, 1949].

Следует подчеркнуть, что объект, соответствующий данной модели влагооборота, представляет собой явление эфемерное в силу сильнейшего устойчивого климатического вододефицита (связанного с переизбытком или острым недостатком тепла), «разрывающего» единый паро-капельный обмен на два самостоятельных – атмосферный и подземный. Это дает основание анализировать отдельно паро-капельный обмен в рамках двух относительно не связанных между собой объектов: системы «водные массы – атмосфера» и системы «водные массы – зона выветривания». В связи со сказанным данный объект не включен нами в рассматриваемые системы моделей $M_{сф}$ (табл. 2.2 и 2.3).

2.4.6. Модели Степной склон и Тундровый склон

Для степных районов характерны частые засухи – по данным Г.Л. Магакяна [1977], для крайнего юго-востока Европы и внутренних бассейнов Азии сильные и средние засухи наблюдаются каждые 3 и 2 года соответственно.

В случае значительного иссушения реальных склонов в условиях степи/саванны – до состояния вблизи максимальной гигроскопичности – основной процесс системы в среднем сосредоточивается в пределах так называемого «сухого слоя» [Дандарон, 1970; Третьяков, 1991] и его фитофизиологических аналогов и представляет собой паро-капельный обмен.

В условиях тундры, относящейся к криолитозоне, ежегодно происходит протаивание, высвобождающее до того связанную в кристаллы воду. В этом случае более или менее активные процессы влагообмена концентрируются между фронтом сезонного протаивания и дневной поверхностью. При этом термоосмос оттягивает подвижные формы влаги к поверхности мерзлых пород, что приводит к высыханию оттаявшего слоя почвы.

Регулярный эвапотранспирационный поток в таких условиях может быть обеспечен притоком влаги (степи) или тепла (тундры) за счет существенного расширения пространственно-временных рамок по отношению к масштабам склона в районах достаточного увлажнения.

Таким образом, модели влагооборота Степной склон и Тундровый склон, функционирующие как эвапотранспирирующий объект, подчиняются синоптическим ритмам (интервалы оптимального замыкания ВБ исчисляются несколькими сутками – декадой) и соответствуют пространственной сетке с линейными интервалами, равными первым тысячам метров.

2.4.7. Модель Болотный (пойменный) микроландшафт

На залесенных склонах в периоды значительного атмосферного увлажнения формируются зоны полного насыщения – области разгрузки грунтовых склоновых вод, а также родники – временные потоки, не имеющие выраженных водосборов [Керкби, 1988]. В местах регулярного переувлажнения такого рода, обусловленного близким к дневной поверхности залеганием водоупора (слабопроницаемого грунта) или зеркала грунтовых вод и сравнительно резким снижением уклонов поверхности, что характерно для аккумулятивных склоновых шлейфов [Сохина, 1982; Махинова, 1999], формируются болотные (характеризующиеся процессом гумусо- и торфонакопления в гигрофитных и гидрофитных комплексах), а в пределах днищ речных долин – пойменно-болотные микроландшафты (элемент 6 в таблице 2.2). Они различаются между собой, в частности, по источникам и характеру преимущественного водного питания (паводковые, грунтовые склоновые, атмосферные воды).

В данном случае интегральная оценка испарения с поверхности болотного микроланд-

шафта отвечает условиям избыточно увлажненной поверхности: недостаток тепла в почвенно-грунтовой толще, наличие холодной пленки на границе почва-атмосфера, преобладание молекулярной конденсации над термической. Эта оценка оптимально производится по пространственно-временной сетке, улавливающей динамику атмосферных термиков – отдельных крупных турбулентных вихрей, первичных элементов конвекции [Андреев, Панчев, 1975]. Такая сетка имеет размерность «ячей» в пределах нескольких десятков метров и десятков минут.

Подобные эмпирические данные были получены при исследовании пространственно когерентных микромасштабных конвективных структур в процессе эвапотранспирации в приречных тополёвниках (*Populus fremontii*) и в мескистовом (*Prosopis velutina*) травяном покрове в полупустынных водосборах Аризоны, США [Cooper et al., 2000]. Размеры конвективных ячеек оценивались величинами от 100 до 200 м. При этом отмечалось ослабевание микромасштабных структур в середине солнечного дня, что авторами объяснялось закрыванием устьиц на листовых пластинках растений и, соответственно, ослаблением транспирационного потока. Можно утверждать, что ближе к полудню структура транспирационного потока существенно «мельчала» в связи с его уменьшением.

2.4.8. Модель Влажный ПМ

Модель Влажный ПМ (элемент 2 матрицы M_{cf}^-), вероятно, наиболее применима к условиям тундры, так как отвечает избыточному увлажнению, при котором эвапотранспирация блокируется дефицитом тепла. Фронт испарения, очевидно, выдвигается высоко в тропосферу, а в приземном 2-метровом ее слое градиенты влажности воздуха незначительны. С другой стороны, при промерзании грунта фронт испарения продвигается вглубь по мере движения фронта промерзания, формируя подвижную зону относительного иссушения толщиной 1–4 мм в зависимости от дисперсности промерзающей среды [Чистотинов, Мандаров, 1977].

Текущим ведущим процессом при этом выступает паро-капельный обмен в форме *термической конденсации* [Лебедев, 1936]. Характерным является отсутствие «сухого слоя» и соответственно 100-процентная насыщенность водяными парами почвенной атмосферы выше зеркала грунтовых вод. В этих условиях, как доказывает А.Ф. Лебедев [1936], между испарением с водяной пленки, сплошь облегающей частицы почвы, и влажностью почвенного воздуха устанавливается такое же равновесие, как и в замкнутом пространстве над свободной поверхностью воды. Так как испарение одномолекулярной пленки происходит, с одной стороны, под влиянием сил сцепления между молекулами воды и гигроскопического вещества (частицами почвы), а с другой, под влиянием температуры, то очевидно, что эти силы при данной температуре остаются неизменными при всех степенях гигроскопической влажности. Пространственно-временные рамки рассматриваемого равновесия, по всей видимости, определяются миллиметрами и секундами.

Эти рамки – рамки равновесия – начинают расширяться при разрушении сплошности одномолекулярной пленки вокруг твердой фазы почвы, когда влажность становится ниже максимальной гигроскопичности, а число молекул воды в почвенном воздухе должно уменьшаться с уменьшением площади одномолекулярной пленки. Экспериментально доказано [Лебедев, 1936], что при одной и той же температуре водяной пар передвигается в почве из слоев с большей гигроскопической влажностью в слои, гигроскопическая влажность которых меньше. В описываемом случае, очевидно, следует перейти к модели «ГМ» (элемент 1 в табл. 2.2 и 2.3).

Термическая конденсация становится невозможной только при влажности почвы, соответствующей ее полной влагоемкости.

2.4.9. Модель Холодная (Тёплая) плёнка

В случае заполнения всех пор почвенно-грунтового тела, при котором наблюдается выклинивание свободной воды на его поверхность и появление стока под действием гравитационных сил, следует говорить о значительном избытке воды, определяющем паро-капельный влагообмен вблизи дневной поверхности как ведущий процесс при незначительных гравитационных градиентах. Температурные условия при этом контролируют потоки влаги. Обычно такие условия наблюдаются в равнинных переувлажненных почвах.

Расчетная область влагооборота такого объекта значительно сужается до тонкого приповерхностного слоя почвы на границе раздела с воздухом, что позволяет говорить о динамике холодной или теплой пленки.

Холодная пленка, или температурный скин-слой, – это тонкий поверхностный слой воды толщиной 0,1–0,6 мм (в морской воде в среднем 3,5 мм [Репина, 2000]), температура которого ниже температуры подстилающих вод на 0,5–1,5°C [Холодная..., 2006; Хунджуа и др., 1977]. Возникновение холодной пленки связано с тем, что отток тепла из свободной воды в атмосферу (за счет испарения, эффективного излучения и турбулентного теплообмена) происходит в основном в верхнем миллиметровом слое, в результате чего возникают отрицательные температурные градиенты [Репина, 2000; Панин и др., 2007]. В холодной пленке отток тепла превышает приток в среднем на 80%. При этом конвективных структур, подобных тем, что образуются в объемной воде со временем жизни, исчисляемым минутами, в дисперсной среде, насыщенной водой, по всей видимости, не образуется.

Основным фактором, ответственным за образование теплой пленки в тонком приповерхностном слое почвы, предельно насыщенной водой, является солнечная радиация. Если температура воздуха на несколько градусов выше температуры воды, то контактный поток тепла в атмосфере может быть больше потоков тепла, расходуемых на испарение и эффективное излучение, и поток тепла в воде при этом направлен от границы раздела к нижележащим слоям

воды [Репина, 2000].

Данный случай, очевидно, нуждается в хорошем экспериментальном обеспечении, что выражено в матрице M_{cf} вопросительными знаками.

2.4.10. Модель Пустынный МРБ

Для экстремального случая сильно иссушенного объекта (вблизи состояния максимальной гигроскопичности), моделируемого как «пустынный МРБ», основным зональным процессом выступает паро-капельный обмен, при котором охарактеризованный выше сухой слой от весны к лету нарастает по глубине и затем дифференцируется, то есть исчезает как целостный объект, распадаясь на микрообласти молекулярного водообмена.

В связи с этим обеспечение текущей стокоформирующей функции такого объекта может происходить только за счет значительного расширения пространственных границ с линейными размерами $\Delta X \gg 100$ км и временных интервалов оптимального замыкания $\Delta t \gg 1$ года (многолетние циклы водности). Это означает, что стокоформирование в таких влагодефицитных зонах явление маловероятное, исключительное [Мезенцева, 2009], а регулярный сток представлен лишь транзитными реками, имеющими ледниковое питание [Шульц, 1949].

Выводы к главе 2

Сказанное выше позволяет утверждать, что **взаимосвязь между функциональной и пространственно-временной структурами приповерхностного влагооборота в геосистемах обеспечивает объективное основание для типизации структурно-функциональных моделей водного цикла с учетом различной влаго- и теплообеспеченности геосистем.**

Описываемая система типов структурных моделей отражает единство зональных и азональных факторов влагооборота. Диагональ 1 – 5 – 9 в таблицах 2.2 и 2.3 характеризует среднемноголетние условия увлажнения в умеренной климатической зоне с достаточным увлажнением. Элементы 2, 6 и 3 «отвечают» за условия избыточного увлажнения (выше наименьшей влагоемкости рассматриваемого фрагмента влагонасыщенной среды), а элементы 4, 8 и 7 – соответственно за условия дефицита влаги (ниже влажности разрыва капилляров). При этом обе группы «моделей отклонения» достаточно универсальны, неспецифичны по отношению к причинам этого отклонения, то есть к тому, климатические (зональные) или геолого-геоморфологические (азональные) причины обуславливают избыток или дефицит влаги.

Например, развитие болотных массивов может происходить в пределах лесной зоны в условиях слабо дренируемых аллювиальных и озерно-аллювиальных равнин и выступать в виде интразональных ландшафтов. В то же время мохово-лишайниковые ландшафты получили широкое распространение в лесотундровой и тундровой зоне, где избыточное увлажнение на сла-

борасчлененных поверхностях типично в пределах полярного дня, и, таким образом, в значительной мере определяют «болотный» облик этой зоны.

В лесостепной зоне наблюдается устойчивое состояние склонов в форме «сухого слоя». В горных и предгорных районах умеренно-климатической зоны (например, в подзоне хвойно-широколиственных лесов Приамурья и Приморья [Никольская, 1972]) благодаря сильно расчлененной подстилающей поверхности на склонах южной экспозиции «сухой слой» образуется столь регулярно, что обуславливает специфические ксерофитизированные лесные формации, к примеру, лещинные, лещинно-леспедецевые и рододендроновые кедро-дубняки. Склоны, представленные данной растительностью, характеризуются хорошо дренируемыми маломощными грубоскелетными почвами, испытывающими вверх по склону уменьшение влажности. Склоны северной экспозиции в данной подзоне отличаются нарастанием влажности почв вверх по склону. На этих склонах в данном направлении клёново-лещинный кедровник постепенно переходит в ельник, при этом клён вытесняется желтой березой. На днищах речных долин в горных и предгорных районах подзоны хвойно-широколиственных лесов по мере увеличения влажности и степени оглеения почв, наблюдается смена кедрово-широколиственных типов в пользу более влаголюбивой растительности [Леса..., 1969].

Еще один не менее очевидный пример интразонального типа влагооборота. В условиях устойчивого неравномерного увлажнения (в частности, в зоне действия тихоокеанских муссонов на Дальнем Востоке) в долинах больших рек в низкую межень обнажаются обширные, выполненные тонкодисперсными аллювиальными наносами отмели, в пределах которых формируются крупные эоловые формы рельефа [Махинов, 2017], испытывающие динамику, морфологически сходную с процессами на семиаридных территориях [Тимофеев, 1979а]. Эти формы в бездождные периоды характеризуются наличием на их поверхности «сухого слоя», запирающего поток испаряющейся влаги. Они интересны также наличием в структуре разреженного растительного покрова ксеромезофитной растительности, указывающей на «остепнённость» этих пойменных биотопов в многолетнем разрезе [Ахтямов, 1981; Гапека, 1987].

Следует подчеркнуть принципиальную диссимметрию матриц $M_{сф}^{+}$ и $M_{сф}^{-}$ относительно диагонали 1 – 5 – 9 (табл. 2.2 и 2.3). Это выражается в сравнительно резком и неравномерном, квантованном нарастании величин пространственно-временных интервалов замыкания ВБ в направлении от состояния «очень сухо» (элемент 7) к состоянию «очень влажно» (элемент 3). Пространственно-временная шкала здесь определяется уровнем насыщения влагой конкретной среды – малого речного бассейна, являющегося как правило стокоформирующей геосистемой.

3. ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВОДНЫХ МАСС В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ВОДОНАСЫЩЕНИЯ

Анализируя функциональную организацию водных масс на суше, следует отметить, что при уровне увлажнения, отклоняющемся от типичного/среднего, или *зонального*, может наблюдаться временный «структурно-функциональный сдвиг» – собственно *динамика*. В условиях переменного увлажнения геосистемы функционируют по-разному, поскольку их дополнительные функции в зависимости от уровня насыщения системы временно становятся ведущими и характеризуются иной пространственно-временной структурой.

Рассмотрим характерные сочетания типичной/средней и текущей функциональных структур системы <водные массы – малый речной бассейн> применительно к области среднего насыщения не ниже достаточного, что в ландшафтно-экологическом отношении соответствует бореальной и суббореальной зоне, характеризующейся лесными растительными комплексами с соответствующими почвенно-литологическими условиями, – <лесной МРБ> – элемент 9 из типологических матриц M_{cf}^- и M_{cf}^+ (табл. 2.2 и 2.3).

Анализируемые ниже типовые структурные модели влагооборота в геосистемах являются следствием комбинирования минимального многообразия/набора ведущих процессов в системе, соответствующего трём обобщённым уровням насыщения $g_1 - g_3$, $g_4 - g_6$ и $g_7 - g_9$ (паро-капельный обмен, эвапотранспирация и сток) в рамках ИГП состояний водных масс (табл. 2.1), и, с другой стороны, трех типов текущих циклических процессов в системе – конденсационный, эвапотранспирационный и паводочный циклы).

Подчеркнем еще раз, что границы системы <водные массы – МРБ> фиксируются в зависимости от типа комбинации, как и в анализируемых выше типологических системах M_{cf}^- и M_{cf}^+ (табл. 2.2 и 2.3), а не задаются а priori.

3.1. Типы структурных моделей приповерхностного влагооборота в геосистемах зоне достаточного увлажнения

Ниже описываются различные формы приведённого выше сочетания процессов в виде типовых моделей водного цикла в области достаточного и избыточного увлажнения.

Модели систематизированы в виде матрицы их типов M_{cf}^* (табл. 3.1). В ячейках матрицы приведены "естественные" пространственные (в единицах длины) и временные интервалы, обеспечивающие оптимальное – с минимальной невязкой – замыкание ВБ описываемого объекта.

Таблица 3.1

Типы моделей приповерхностного влагооборота в геосистемах
в области достаточного и избыточного увлажнения ($M_{сф}^*$)

Ведущий процесс в геосистеме Текущий процесс в геоси- стеме	Конденсационный цикл	Эвапо- транспирационный цикл	Паводочный цикл
Паро- капельный обмен	<i>Почвенный монолит («педон»)</i> <u>Время</u> : десятки минут ($\gg 1$ мин) <u>Расстояние</u> : метры ($\gg 1$ см) нормально (1)	<i>Сухой слой почвы</i> <u>Время</u> : секунды ÷ де- сятки секунд <u>Расстояние</u> : милли- метры ÷ сантиметры влажно (2)	<i>Модель молекулярного водобмена</i> <u>Время</u> : миллисекунды ($\ll 1$ с) <u>Расстояние</u> : микрометры ($\ll 1$ см) очень влажно (3)
Эвапотранспи- рация	<i>Сухой склон (распределенная модель МРБ)</i> <u>Время</u> : несколько су- ток ÷ декада ($\gg 1$ сут) <u>Расстояние</u> : тысячи метров ($\gg 500$ м) сухо (4)	<i>Склон (катена)</i> <u>Время</u> : около 1 суток <u>Расстояние</u> : сотни метров нормально (5)	<i>Влажный склон (распределенная модель склона)</i> <u>Время</u> : первые часы ($\ll 1$ сут) <u>Расстояние</u> : метры ÷ де- сятки метров ($\ll 500$ м) влажно (6)
Сток	<i>Большой речной бассейн</i> <u>Время</u> : десятки ÷ около сотни лет ($\gg 1$ года) <u>Расстояние</u> : сотни ÷ последние сотни ки- лометров ($\gg 100$ км) очень сухо (7)	<i>Средний речной бассейн</i> <u>Время</u> : 0,5–3 года <u>Расстояние</u> : десятки ÷ первые сотни кило- метров сухо (8)	<i>МРБ</i> <u>Время</u> : несколько суток ÷ декада ($\ll 1$ года) <u>Расстояние</u> : километры ÷ первые десятки километ- ров ($\ll 100$ км) нормально (9)

3.1.1. Модель Почвенный монолит ("гидропедон")

При оценке величины испарения с помощью взвешивания реальных почвенных монолитов разрывается взаимосвязь вод почвенной катены. Модель влагооборота Почвенный монолит (ПМ) применима, если линейные размеры последнего укладываются в метры (до десяти метров), а уровень насыщения водой обеспечивает ведущий процесс в форме паро-капельного обмена (элемент 1 матрицы в табл. 3.1). Сколь бы влажным ни был эвапотранспирирующий ПМ, он может быть функционально тождественным склону (катене) лишь на *начальном* этапе, т.е. после зарядки, в связи с чем испарители нужно время от времени перезаряжать [Горчаков, 1983]. Даже учитывая эпизодическую избыточность увлажнения ПМ, типичные условия применения почвенных монолитов для оценки испарения (применение испарителей) характеризуются преимущественным недостатком влаги и избытком тепла в почве, наличием относительно устойчивого «сухого слоя» на границе почва-атмосфера и значительным преобладанием термической конденсации над молекулярной. Реальным почвенным монолитом, влагосодержание которого обеспечивает эвапотранспирационную функцию как ведущую, выступает болотный микроландшафт, содержащий слой преимущественно гравитационной воды, «увенчанный» выходящей на дневную поверхность капиллярной каймой.

3.1.2. Модель Сухой склон

Для «обеспечения» водой более высокой формы функционирования – замыкания эвапотранспирационного цикла – баланс данной геосистемы замыкается с минимальной невязкой за синоптический период (кстати, стандартом являются пентадные взвешивания и зарядка испарителей) и в пределах территории, обеспечивающей поступление влаги из атмосферы в форме термической конденсации. Линейные размеры такой территории составляют, вероятно, тысячи метров. Отсюда наблюдается повышение точности измерений испарения с увеличением площади почвенного монолита, закладываемого в испаритель.

Данный объект описывается моделью Сухой склон. Реальным почвенным монолитом, влагосодержание которого обеспечивает эвапотранспирационную функцию как ведущую, может служить болотный микроландшафт, содержащий слой преимущественно гравитационной воды, «увенчанный» выходящей на дневную поверхность капиллярной каймой.

По К.Е. Иванову [1975], болотным микроландшафтом (болотной фацией) называют участок болота, в пределах которой сохраняется одинаковая структура растительного покрова и связанные с ней все компоненты среды. Наблюдения на болотных микроландшафтах (в частности, проведенные автором в Приамурье) позволяют обнаружить выраженную суточную динамику уровня болотных вод, отражающую циклы испарения, присущие модели Склон. Кроме

того, морфологически болотные микроландшафты, как правило, простираются до нескольких сотен метров [Прозоров, 1974; Сирин, 1999]. Вместе с тем, в отличие от испаряющего Склона уклоны поверхности болотных микроландшафтов незначительны, в связи с этим горизонтальный влагоперенос в них существенно замедлен по отношению к вертикальному. При этом говорить о формировании запаса стока в пределах болотного микроландшафта не приходится в силу эфемерности этого процесса при попытке «уловить» его пространственно-временной сеткой, отвечающей 5-му или 2-му элементам матрицы (табл. 3.1). Иными словами, болотный микроландшафт нельзя полагать изоморфным склону по морфопроцессу – эвапотранспирации.

В связи с расширением расчетного времени до синоптических (конденсационных) циклов оценка изменения осадков по высоте и величин конденсационных осадков в горных лесах, очевидно, целесообразна в масштабах нескольких суток (синоптического цикла) и размеров территории, трансформирующей влагонесущий поток и имеющей линейные размеры, исчисляемые километрами – первыми десятками километров. В частности, известно о вертикальной протяженности зоны значимых конденсационных осадков в горах Швейцарии, оцениваемой в 1400 м [Воронков, 1988]. По оценкам Дж. Киртреджа [1951], вертикальная протяженность распределения осадков по высоте колеблется в пределах сотен – первых тысяч метров. По данным В.И. Таранкова [1968], конденсация атмосферной влаги в горных лесах Южного Приморья наиболее значительна в периоды выпадения длительных дождей слабой интенсивности (обложные осадки) и в туманные дни. Пространственные границы расчетной зоны в этом случае должны охватывать генетически однородную влагонесущую массу воздуха, то есть минимум несколько сотен метров.

Недостаток увлажнения, таким образом, обуславливает регулирование процессов парокапельного обмена в приземном слое атмосферы. Процесс лимитируется свойствами воздушных масс над деятельной поверхностью. При этом прослеживается четко выраженное изменение элементов теплового и водного режимов в синоптическом масштабе времени – от нескольких суток до первых десятков суток [Лебедев, 1936; Новороцкий, 1984] и в пределах первых тысяч метров [Новороцкий, 1984; Федосеев, 1975]. Хребты высотой 4–6 км и шириной $3600v$ (где v – приземная скорость поднимающегося потока, м/с) являются в большинстве случаев существенным препятствием для воздушного потока и погодных систем, формируя главные климатические разделы [Барри, 1984].

В рамках данной модели – представляющей собой пространственно распределенную модель МРБ – следует учитывать конденсационные осадки, зачастую составляющие значительную долю всех атмосферных осадков [Китредж, 1951; Кулаков, 1972; Воронков, 1988]; образование и стекание приземного тумана со склонов к тальвегам речных долин; участие во влагообмене

горно-долинных ветров и т.п. В частности, по оценкам польских исследователей конденсационные осадки в годовом объеме атмосферного увлажнения могут достигать 70–95 % [Федосеев, 1975].

3.1.3. Модель Большой речной бассейн

Использование малых площадей для изучения механизма формирования стока (например, использование стоковых площадок) столь же распространено, сколь неестественно. Оно, как правило, требует весьма интенсивного искусственного дождевания и водоупора, залегающего вблизи дневной поверхности. Наиболее естественными «стоковыми площадками» представляются переполненные водой болотные грядово-мочажинные (грядово-озерковые) микроландшафты при высоком положении уровня болотных вод или речные острова во время паводка – при высоком стоянии водоупорной поверхности (или грунтовых вод) в телах этих островов и заполнении окружающих их заливов, понижений, стариц и нерегулярных протоков. В этих случаях поступление воды в небольшую область действительно происходит с высокой интенсивностью благодаря обширному водосбору (или источнику атмосферного увлажнения), но в то же время характер этого увлажнения, как видим, существенно различен.

В речных системах в условиях чрезвычайно низкого увлажнения, когда парокапельный обмен преобладает над прочими формами влагооборота, моделью стокоформирования может служить большой речной бассейн, БРБ (элемент 7 табл. 3.1). Представляется, что наилучшим образом баланс замыкается в среднем по обширной площади и за промежутки времени, сопоставимые с продолжительностью многолетнего цикла водности. Такая пространственно-временная сетка обеспечивает затопление рассматриваемого монолита и сток на его поверхности (превращение монолита в элемент русловой сети). При этом о дренировании переувлажненного монолита говорить не приходится в силу эфемерности данного явления в масштабах затопленного острова [Ким, 1988] или болотного микроландшафта [Иванов, 1975]. Следует подчеркнуть, что на очень больших реках с низкой поймой (например, р. Амур, долина которой в нижнем течении испытывает устойчивую направленную аккумуляцию) частота ее затопления высока [Махинов, Ким, 1993]. Период и пространственная область оптимального замыкания ВБ при этом, очевидно, связаны с распределением и площадью очагов паводкообразования, выделяемых исследователями, в частности, для очень больших бассейнов типа бассейна Амура [Бойкова, 1963; Ким, 1999].

Исследования руслового стока по данным о процессах конденсационного цикла (парокапельного обмена) – климатического стока, очевидно, должны учитывать очень большую атмосферную ёмкость, где происходят разнообразные процессы переноса и трансформации воздушных масс, включая конденсацию и выпадение атмосферных осадков. На площади в десятки ты-

сяч км² происходит формирование этих масс со специфическими, отвечающими данной подстилающей поверхности гидрометеорологическими свойствами, в многолетнем разрезе определяющими тип климата на данной территории. Относительно полный круговорот воды в данной системе происходит за период времени, исчисляемый как минимум несколькими десятилетиями, что и позволяет говорить о многолетних циклах водности [Добровольский, 2002]. При этом необходимо вводить понятие климатического стока – разности между выпавшими осадками и испарением, а в случае анализа геологических тысячелетних циклов – «геологического» стока, наиболее распространенной характеристикой которого могут выступать аккумулятивные аллювиальные чехлы, либо ледникового стока, подчиняющегося многотысячелетним циклам жизни ледника (с учетом характерного времени инерции и таяния ледника – 5–6 тыс. лет, по оценкам в [Huybrechts and Tsiobell, 1995]).

Отмечалось, что за такие же временные интервалы – многолетние циклы – протекает полное обновление запасов всех пресных подземных вод, дренируемых большими реками [Львович, 1984].

Исследование климата – т.е. общих закономерностей парокапельного обмена – в пределах хорошо дренируемых лесных ландшафтов адекватно пространственно-временным рамкам последнего в том случае, если его текущая функция «обеспечивается» аномально низким уровнем его увлажнения – не выше уровня максимальной молекулярной влагоёмкости. В геоэкологическом отношении это означает охват наблюдениями состояния устойчивого завядания/усыхания растительного покрова водосбора в длительные периоды засух чрезвычайно редкой повторяемости. Иными словами, адекватность такого исследования достигается расширением пространственно-временных масштабов, призванных учесть как случаи засух редкой повторяемости, так и характер воздушных масс, определяющих климатические особенности данной территории. А для этого сетка наблюдений должна охватывать сотни тысяч квадратных километров, а ряды наблюдений должны иметь достаточную длину – десятки, а то и сотни лет.

Следует указать на крайнее положение данного модельного типа в матрице, что характеризует переход к принципиально иному классу объектов, которые имеет смысл рассматривать в системе <водные массы – водные массы> и соответственно иной – внутриводоёмной – гидродинамике, которая выходит за рамки предмета нашего обсуждения. Это становится более понятным, если указать на приуроченность областей аккумуляции жидкого и твердого стока к долинам больших рек – рек, дренирующих БРБ [Карасев и др., 2000] (см. главу 6 диссертации).

3.1.4. Модель Сухой слой

Исследование эвапотранспирационного/испарительного цикла в геосистеме, насыщенной до состояния близкого к наименьшей влагоемкости, может быть проведено с помощью мо-

дели «сухой слой». Выше уже отмечалось, что сухой слой – просохший поверхностный слой почвы – выступает одним из основных физических носителей понятия «поверхность адсорбции» – одного из элементов в модели Склон (рис. 2.8). Сухой слой опосредует поток пара в атмосферу из достаточно насыщенной почвы. Расчетная область испарительного цикла, таким образом, сужается до размеров, исчисляемых миллиметрами-сантиметрами [Отоцкий, 1916] и, соответственно, временных интервалов в секунды – десятки секунд.

При этом, вероятно, потребуется идеализировать влагосодержащую емкость пористой средой той или иной степени гомогенности, что принято в гидрофизике почв при строгой формализации движения влаги в почве с помощью уравнений математической физики [Childs, 1969; Кулик, 1979; Гусев, 1981].

3.1.5. Модель Влажный склон

Исследование процессов стекания на склонах конкретного речного бассейна в период, когда он функционирует как стокоформирующий объект, может быть проведено в рамках модели Влажный склон. Оптимальный (естественный) ВБ при этом имеет смысл рассчитывать для периода много меньше суток (часы) при линейных размерах расчетного участка порядка нескольких десятков метров, что показано для условий юга Дальнего Востока [Шамов, 1998].

Такая интерпретация процессов сброса избытка воды согласуется с концепцией переменной области питания, в рамках которой оперируют понятием зоны полного насыщения (ЗПН) – прирусловых участков МРБ, приуроченных к днищам речных долин и в совокупности являющихся преимущественно зоной разгрузки гравитационных склоновых вод [Соколов, 1996]. По данным различных авторов, площади ЗПН в совокупности составляют от 1–5 до 10–15 % площади речного бассейна [Соколов, 1996]. Соответствующая продолжительность добегания приближается к величине продолжительности склонового добегания, оцениваемая не более чем 2–5 часами в зависимости от характера поверхности, почвенно-литологических условий и пр. [Гарцман и др., 1971]. Динамика ЗПН при этом определяет также динамику зоны запаса эвапотранспирации, обусловленной характером водообмена между двумя ёмкостями (запасами): запасом эвапотранспирации и запасом склонового грунтового стока, дренируемого примыкающим участком русла.

С другой стороны, указанная динамика проявляется в форме зарождения и перемещения уже упоминавшихся выше атмосферных термиков (см. разд. 2.4.2), отражая тот факт, что в условиях избытка увлажнения динамика данной геосистеме регулируется лишь величиной притока тепла.

3.1.6. Модель Средний речной бассейн

Изучение стока на дренируемой территории (по данным о стоке, осадках и влагозапасах в толще почвогрунтов) при увлажнении в системе <водные массы – МРБ> вблизи наименьшей влагоемкости, т.е. в стадии эвапотранспирирующего объекта, должно опираться на весь годовой (вегетационный) цикл или даже несколько циклов. Такого рода задача может возникать при оценке роли растительного покрова (леса) в процессах водного цикла [Таранков, 1970; Воронков, 1988; Крестовский, Кнize, 1999]. В силу высокой величины влагозапаса подземного бассейна, дренируемого высокопорядковыми руслами, горизонтальные размеры расчетной области, очевидно, существенно превосходят размеры МРБ. Условие пониженной увлажненности определяет то, что регулирование потока пара от подстилающей поверхности происходит в значительной толще почвогрунтов (вертикальный водообмен, по [Соколов, Саркисян, 1981]) и отражается на характере сезонной циркуляции воздушных масс над значительной территорией. Данная ситуация может быть отражена в элементе 8 матрицы (табл. 3.1), т.е. в виде модели «средний речной бассейн» (СРБ).

Размеры СРБ в данном случае соизмеримы с бассейнами средних рек, указанных А.И. Чеботаревым [1978] (т.е. изменяются от 2 до 50 тыс. км²) и Л.М. Корытным [1985] (диапазон площадей 2,1 – 20 тыс. км²). Анализ гистограммы распределения рек российской части системы Амура по площади водосбора (рис. 3.1) позволяет выделить как минимум две моды: 1) подавляющая часть рек (свыше 95 %) имеет площадь до 1000 км², 2) второй «всплеск» числа бассейнов приходится на более узкий диапазон площадей – 10-30 тыс. км².

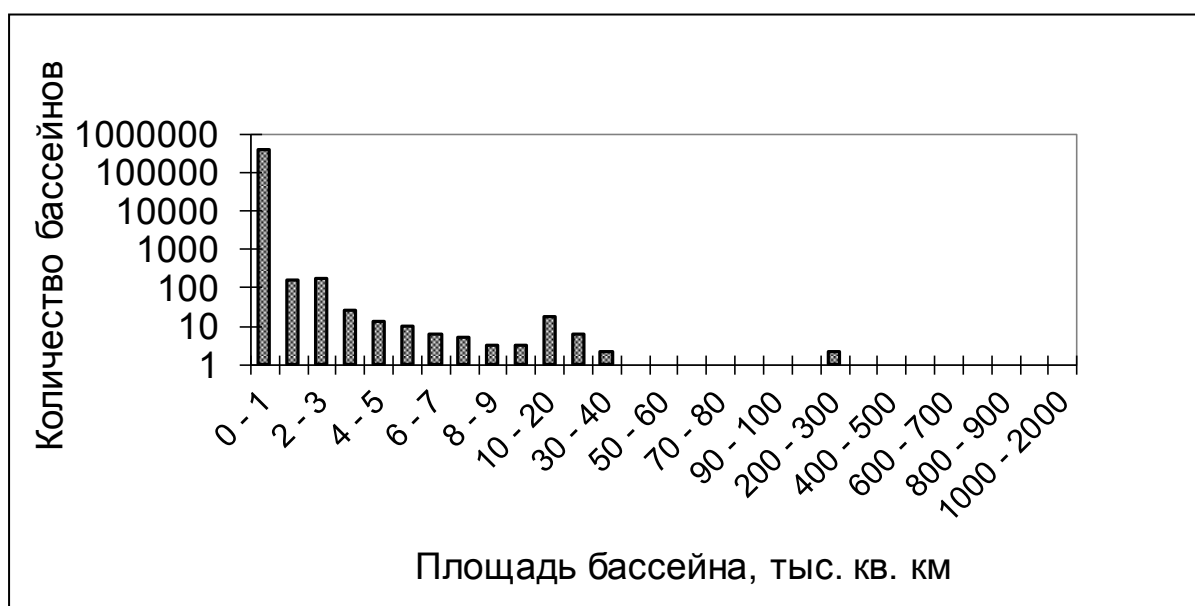


Рис. 3.1. Гистограмма плотности распределения рек Российской части бассейна Амура по площади водосбора (по данным справочника [Гидрологическая изученность..., 1966]).

При этом площадь бассейна р. Уссури попадает в диапазон 200–300 тыс. км², а площадь бассейна Амура превышает 2000 тыс. км². Появление второй моды на гистограмме может быть обусловлено характером влагооборота, наиболее соответствующим данным пространственным масштабам, и выражено в понятии СРБ.

Аналогичный анализ для речных бассейнов в других регионах позволит, на наш взгляд, более детально исследовать дискретность (квантование) распределения рек по площади водосбора. К примеру, малые водосборы, пересекаемые проектируемым нефтепроводом о. Сахалин – материк, неслучайно группируются по площади вблизи 1 км² и в районе 300 км² (рис. 3.2). При этом промежуток с площадями 40–60 км² в данном случае выглядит как бы «запрещенным», невероятным.

Кроме того, следует отметить, что Б.И. Гарцманом [1993] выявлены фрактальные свойства структуры речной сети и характеристик речных бассейнов Приморья.

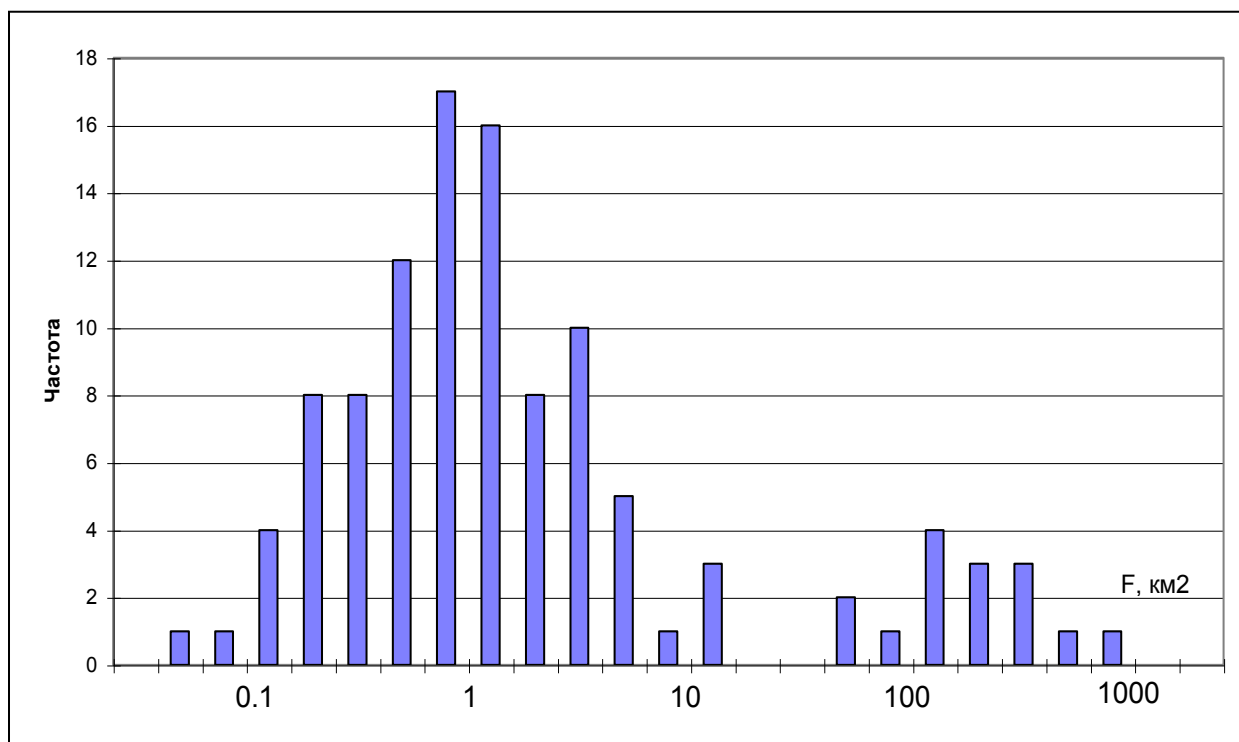


Рис. 3.2. Гистограмма распределения площадей малых водосборов (F , км²) в створах переходов трассы строящегося наземного нефтепровода о. Сахалин – материк.

Существенной чертой реальных СРБ представляется простираение их как минимум в двух ландшафтных ярусах. В частности для Приморского края выделены зоны формирования и зоны транзита водных ресурсов, включающие преимущественно стокоформирующие и стоко-транзитные ландшафты [Карасёв и др., 2000]. Показано, что в пределах зоны транзита расположены средние участки долин средних и крупных рек, которые служат каналами передачи поверхностного стока из горной территории на равнину; поток подземных вод частично перехва-

тывается глубоко врезынными долинами и межгорными котловинами, обеспечивая значительное водное питание водотоков.

Признаком двух ландшафтных ярусов следует считать существенную нелинейность распределения водосборной площади в порядковой системе Хортон-Штралера для большой группы СРБ юга Дальнего Востока (преимущественно в пределах бассейна Амура), выявленную А.Н. Бугайцом (рис. 3.3) [Бугаец, 2011].

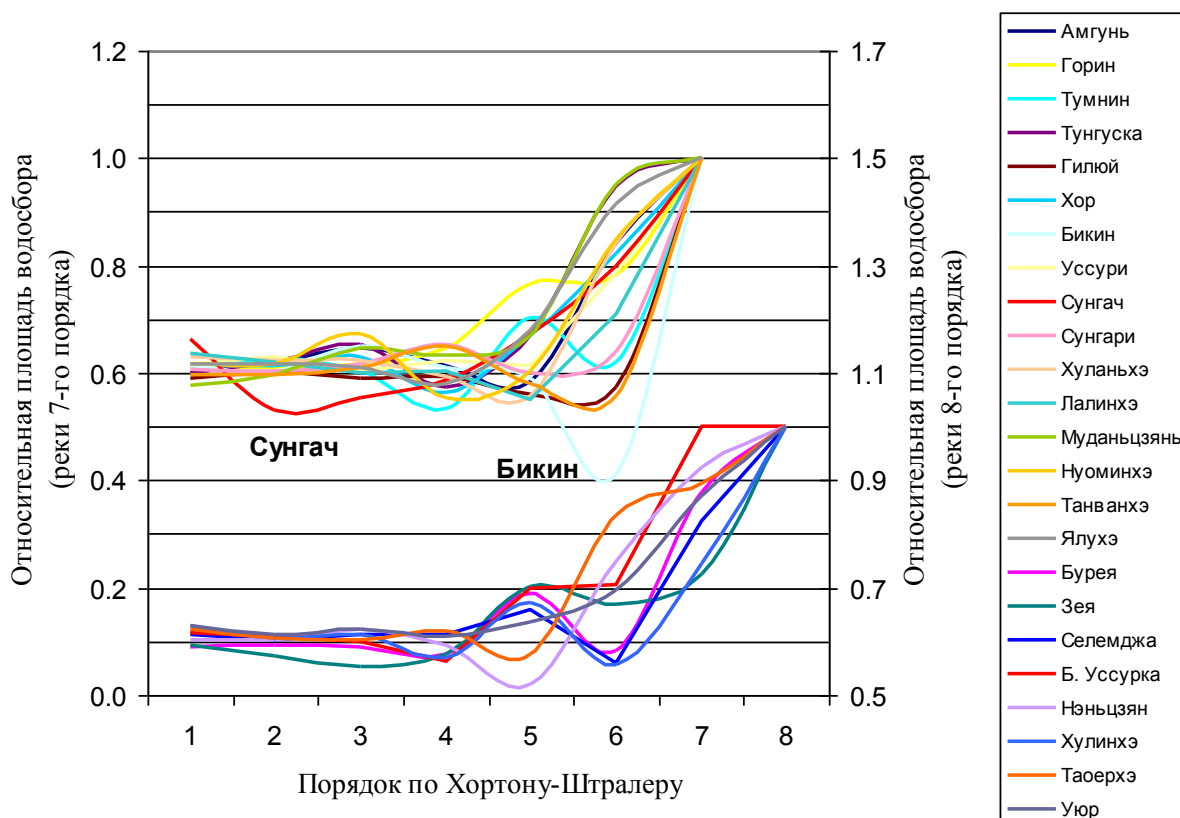


Рис. 3.3. Распределение водосборной площади рек юга Дальнего Востока в порядковой системе Хортон-Штралера [Бугаец, 2011].

До 6-го порядка суммарная площадь бассейнов (а это МРБ) остается практически постоянной, занимая около 60 % всей площади СРБ, а затем при переходе к 6-му порядку резко возрастает. 5-й порядок водотока соответствует площади водосбора 1000 км^2 – приблизительно максимальным размерам МРБ. Около 40 % площади СРБ для рек 7-го порядка приходится на зону транзита, доля которой быстро наращивается при росте порядка от 5 до 7. Для рек 8-го порядка суммарная площадь водосборов низкопорядковых рек не превышает 20 % общей площади водосбора. Примечателен сходный характер обоих графиков, что может указывать на фрактальные свойства связей порядка реки с долей площади водосбора.

Характеристики анализируемых бассейнов приводятся в таблице 3.2, а на рисунке 3.4 дана схема их географического положения. Табличные данные получены с помощью автомати-

ческого анализа ЦМР оригинальным методом, разработанным к.т.н. А.Н. Бугайцом.

Таблица 3.2

Морфологические характеристики дальневосточных рек, приведенных на рис. 3.4

(по [Бугаец, 2011])

	Бассейн	Площадь водосбора, тыс. км ²	Ср. высота водосбора, м	Ср. уклон водосбора, ‰	Длина главной реки, км	Уклон глав- ной реки, ‰
РФ	Амгунь	54.8	524	17.5	812	1.08
	Бурея	70.5	692	14.4	783	2.46
	Горин	22.2	315	10.7	336	1.06
	Гилюй	22.4	740	13.7	514	4.08
	Зея	59.1	667	11.9	489	2.47
	Селемджа	68.7	554	11.6	652	2.46
	Тумнин	21.8	610	19.5	352	1.12
	Тунгуска	30.1	475	15.5	481	1.08
	Хор	24.4	656	21.9	423	3.35
	Бикин	21.4	525	15.1	493	3.59
	Уссури	27.0	485	17.2	421	1.92
	Бол. Уссурка	29.5	562	19.8	445	3.78
	Сунгач	24.7	193	5.38	305	1.04
КНР	Сургари	52.7	577	11.8	692	2.78
	Нэньцзян	66.4	507	8.03	658	1.12
	Хуланьхэ	36.4	267	3.49	401	0.602
	Хулинхэ	38.2	356	8.38	613	5.79
	Лалинхэ	19.6	325	6.87	351	1.26
	Муданьцзян	37.3	579	14.7	682	1.6
	Нуоминхэ	25.6	637	12.9	424	1.29
	Танванхэ	20.7	474	13.1	424	1.87
	Таоэрхэ	32.7	583	9.75	544	0.723
	Уюр	41.5	223	1.21	678	0.397
	Ялухэ	19.2	560	13.0	347	0.924

Map of the Amur region showing administrative boundaries and place names in Russian. The map includes the following locations: Гилуи, Зея, Селемджа, Амгунь, Горин, Буря, Тунгуска, Тумнин, Нэньцзян, Нуоминхэ, Ялухе, Уюр, Танванхэ, Хуланьхэ, Хор, Бикин, Большая Уссурка, Уссури, Сунгач, Муданьцзян, Лалинхэ, Хулинхэ, Таоерхэ, Сунгари.

Исследование процессов трансформации (потерь) паводочного стока, сформировавшегося в верхних частях СРБ (в зоне формирования стока), направлено на оценку роли полного вертикального водообмена, включающего, помимо уже отмеченной подземной части, также и атмосферную – в форме сезонного эвапотранспирационного цикла. Задача представляется трудной без учета подземного питания транзитных потоков.

99

од полного подземного водообмена на МРБ, характеризующихся различной средней высотой водосборов и площадью водосборов от 0,053 до 43,3 км², изменяется от 1,5 до 10 лет (в среднем 4–6 лет). R.F. Müftüoglu [1984] также отмечает необходимость учитывать «память» длиной не менее 1 года при анализе бассейнов, имеющих водоносные горизонты большой емкости (в наших терминах: системы ПБ МРБ).

3.1.7. Модель элементарного влагооборота

Модель элементарного влагооборота призвана описывать «течение» молекулярной и/или пленочной воды в дисперсной среде (например, в почве) под действием молекулярных сил [например, Лебедев, 1936]. Масштабы данных явлений, очевидно, соизмеримы с молекулярными размерами.

Следует отметить флуктуирующий, или квантовый, характер движения одиночных молекул воды. Характер движения дисперсной вещественной массы в среде заслуживает специального анализа и вынесен в Главу 4 диссертации.

3.2. Взаимообусловленность специфических интервалов замыкания ВБ и "константа влагооборота"

На приведенном ниже графике (рис. 3.5) пятна характеризуют специфические, предпочтительные, наиболее вероятные пространственные и временные интервалы, характеризующие динамику влагооборота, – своеобразные моды, соответствующие различным уровням их водонасыщения W .

Промежуточные значения ΔX и Δt представляются, условно говоря, «запрещенными» (маловероятными). Мы полагаем, что понятия «горячих точек» (hot spots) и «горячих моментов» (hot moments), предложенные С. Уленбруком [Uhlenbrook, 2006] для анализа процессов водного цикла на водосборах, весьма вероятно, коррелируют между собой, эти корреляции на графике имеют вид дискретных серых пятен. Данные понятия связываются с сильно неоднородным распределением указанных процессов в пространстве и во времени, что выражается в виде «непропорционально активных» областей, территорий ΔX и периодов времени Δt различного масштаба, в рамках которых данные процессы преимущественно протекают (preferential flow behavior – Uhlenbrook, 2006).

Верхняя часть графика соответствует области оценок климатического водного баланса, нижняя часть – области описания гидрофизических процессов в почве, а также тонких - влагообменных процессов в приземном слое тропосферы.

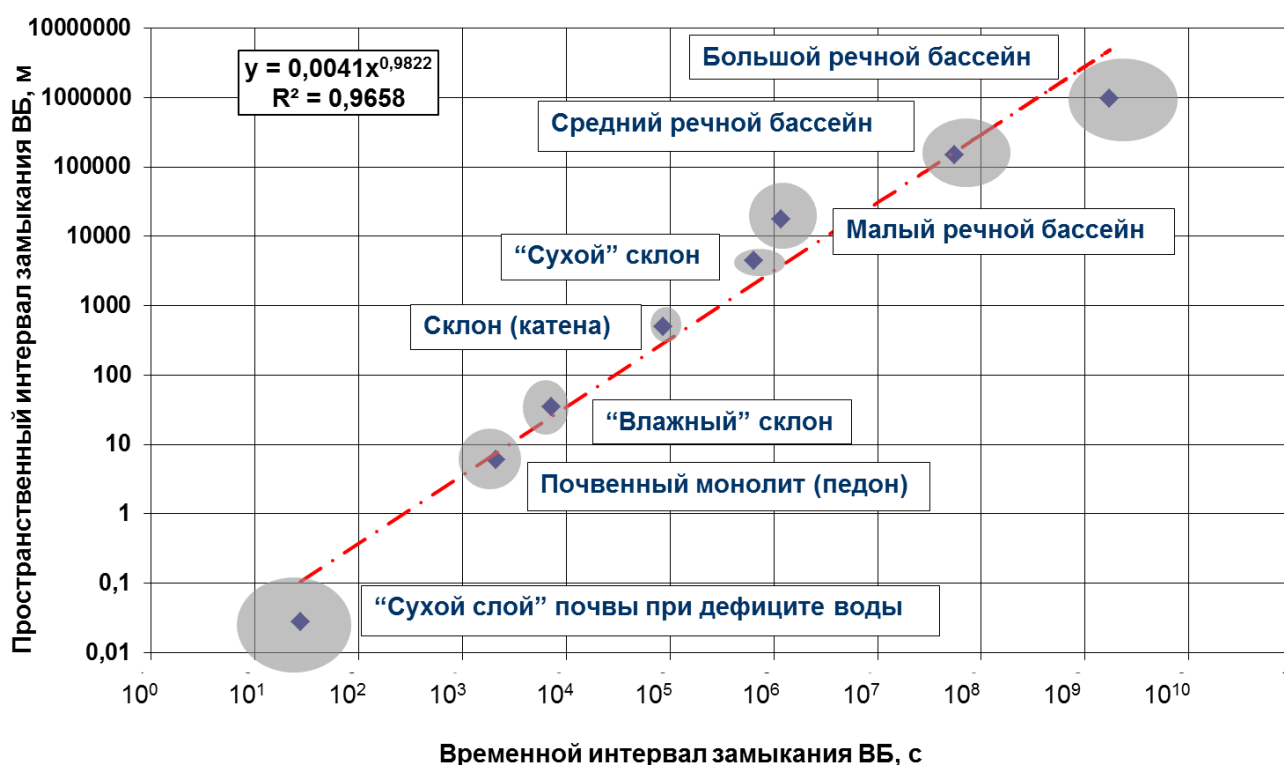


Рис. 3.5. Соотношение пространственных и временных интервалов оптимального замыкания водного баланса различных континентальных геосистем. Серые пятна – области разброса величин [Шамов, 2006, 2010].

Подчеркнем, условие оптимальности замыкания водного баланса означает минимальное значение переменного влагозапаса ΔW , остаточной емкости в воднобалансовом уравнении. Отмечаемое выше пространственно-временное соотношение оптимальности водного баланса определяет, на наш взгляд, устойчивую дифференциацию водных масс на суше – в виде иерархии речных бассейнов различного порядка и емкостей меньшей размерности [Шамов, 2002, 2006] (см. ниже раздел 4.1 диссертации). При этом каждому уровню такой иерархии соответствует наиболее вероятная (преимущественная) пространственно-временная изменчивость, свои ритмы и симметрии, отражающиеся на графике в виде соответствующих проекций пятен на оси времени и длины.

По мнению автора, из существования связи, представленной здесь графически, может следовать ковариантность пространственных и временных интервалов оптимального (при условии $\Delta W \rightarrow 0$) замыкания водного баланса для различных континентальных геосистем. Условие $\Delta W \rightarrow 0$ позволяет минимизировать объем воды в заданной системе, который морфогенетически не определен, точнее может быть каким-то образом распределен в пределах звеньев, или форм, влагооборота, опосредующих заданную его форму.

Следует сказать, что отклонение верхней части графика от квазилинейной аппроксима-

ции может быть обусловлено физической неоднородностью процессов влагооборота в пределах речных бассейнов, не являющихся малыми, иначе говоря, не являющихся в общем случае *стокоформирующими* объектами. Кроме того, нами ниже показано, что в речных бассейнах с линейными размерами около 1000 км и более стокоформирующая функция не является основной, т.е., по всей видимости, потоки воды следует здесь рассматривать вкупе с потоками других флюидов земных недр, с одной стороны, и с потоками влагонесущих воздушных масс, с другой.

Если принять величину максимального расхода воды в паводок в качестве меры времени добегания⁷, то эмпирические линейные зависимости пиковых расходов воды от площади водосбора в логарифмическом масштабе (рис. 2.9) [Goodrich et al., 1997] можно рассматривать как частный случай связи времени влагооборота (здесь в примере: паводочного цикла) от пространственного масштаба явления.

График на рисунке 3.5 можно рассматривать как вариант обобщения связи характерных времён и размеров широкого ряда процессов движения водных масс в географической оболочке (рис. 3.6 – 3.9) [Orlanski, 1975; Blöschl and Sivapalan, 1995; Dooge, 2005; Brutsaert, 2005].

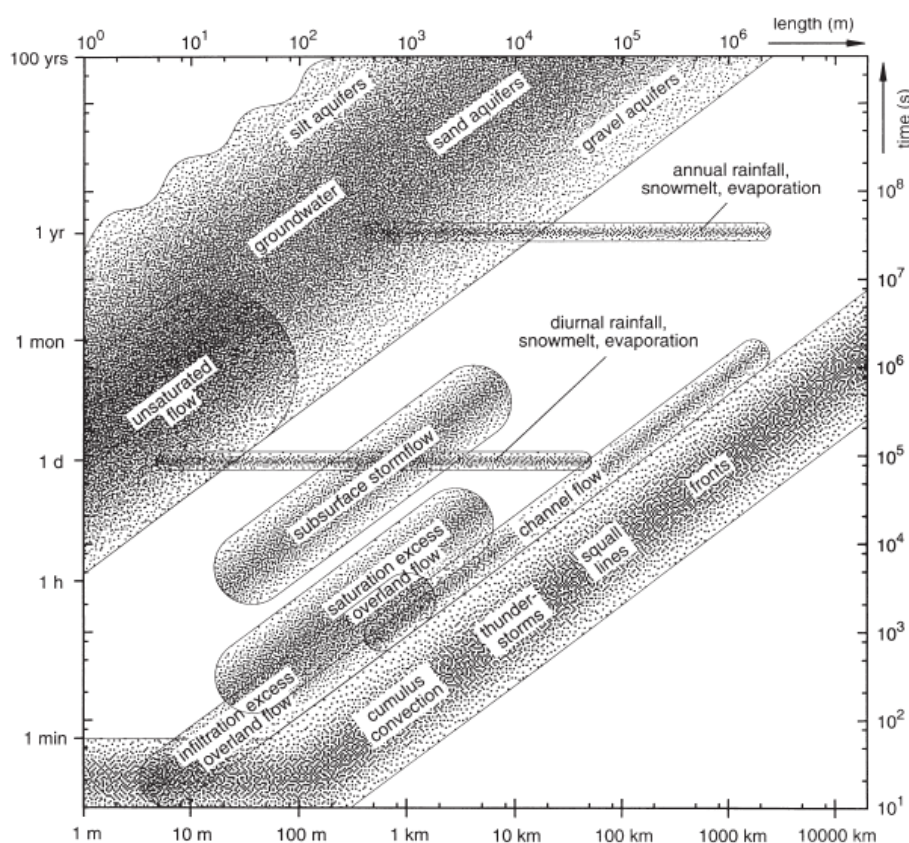


Рис. 3.6. Схематичная связь пространственных и временных масштабов процессов влагооборота [Blöschl and Sivapalan, 1995].

⁷ Расход воды – обратная величина времени добегания, приходящаяся на единицу объема воды.

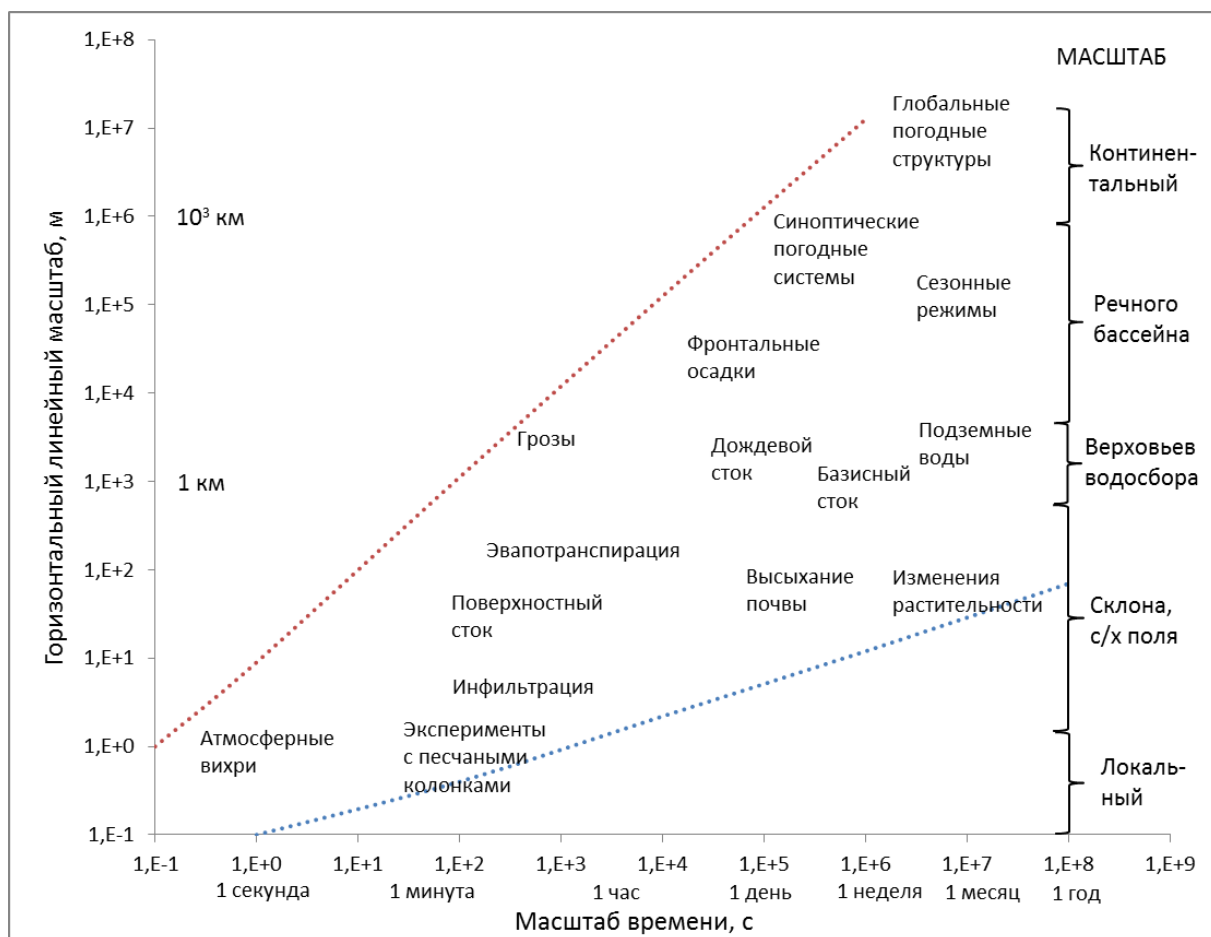


Рис. 3.7. Приблизительные диапазоны пространственных и временных масштабов обычных физических процессов, относящихся к явлениям влагооборота [Brutsaert, 2005]. Пунктирные линии ограничивают всю эмпирическую совокупность диапазонов.

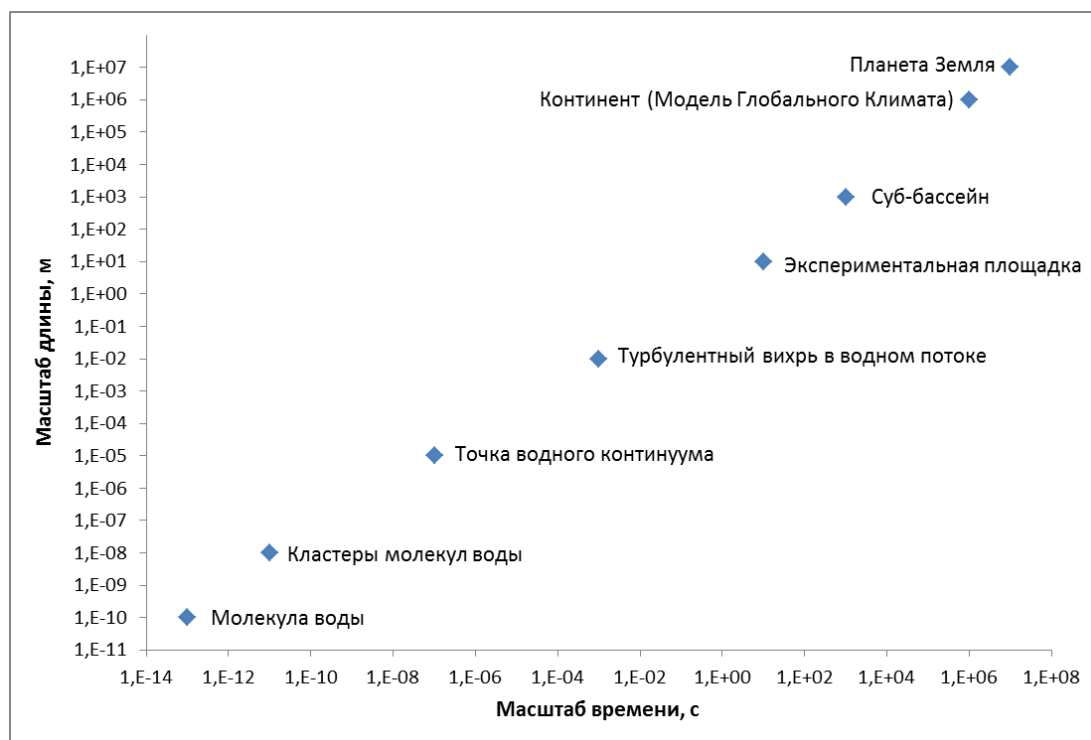


Рис. 3.8. Ключевые масштабы в процессах водного цикла [Dooge, 2005].

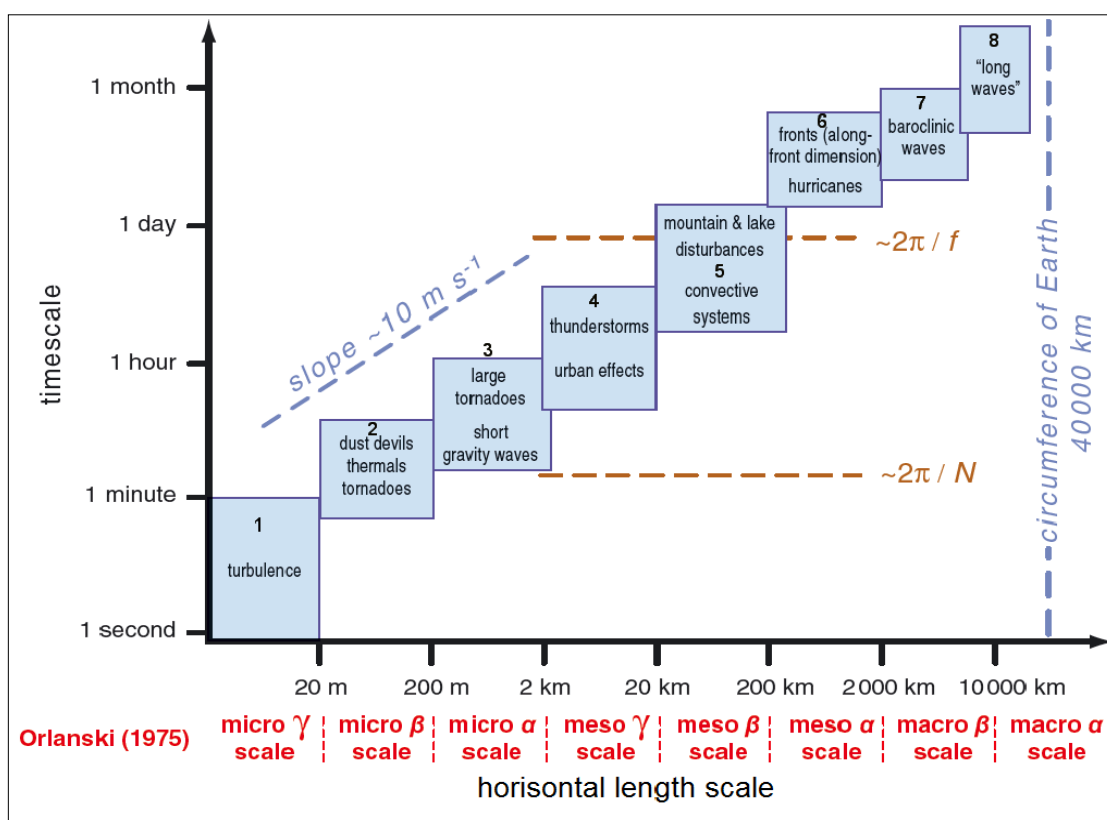


Рис. 3.9. Соотношения масштабов в атмосферных процессах [Orlandi, 1975]. Здесь цифровые обозначения: 1 – турбулентные вихри; 2 – смерчи, термики и торнадо; 3 – крупные торнадо, короткие графитационные волны; 4 – грозовые ливни, селитебные эффекты (влияние населенных пунктов); 5 – "атмогенные" нарушения озерных и горных систем, конвективные атмосферные системы; 6 – атмосферные фронты, ураганы; 7 – бароклинные атомсферные волны; 8 – "длинные волны" в атмосфере.

На приведённых графиках приповерхностный влагооборот сосредоточен в достаточно узких областях взаимосвязанных пространственно-временных масштабов.

Каждый элемент матрицы M_{cf}^* представляет собой абстрактную модель водного цикла в геосистеме, характеризующуюся специфическими временными и пространственными интервалами «естественного» замыкания ВБ.

Диагональные элементы 1, 5 и 9 данной матрицы также составляют последовательность типов моделей, описывающих ИГП обобщенных состояний системы <водные массы – МРБ> (табл. 3.1). Примечательно также то, что приведенная в ячейках матрицы степень увлажнения – здесь *динамическая* характеристика, обусловленная по той или иной причине несоответствием текущей и ведущей функций объекта.

Возвращаясь к разделу 3.1, следует сказать, что матрица M_{cf}^* (табл. 3.1) позволяет подобрать типовую модель реальной геосистемы, расположенной в зоне достаточного увлажнения

(зоне предельно малых пространственно-временных ресурсов, необходимых для стокоформирования), с учетом *текущей* функции влагооборота, в общем случае *не совпадающей* с его ведущей функцией. Подчеркнём, что данная система типов моделей описывает явления в зоне (в периоды) устойчивых положительных температур и суточной смены дня и ночи. В иных физико-географических поясах оценки должны производиться исходя из иной зонально-азональной климатической специфики (с учетом полярных суток, имеющих годовую длительность; с учетом относительно равномерной инсоляции склонов различных экспозиций; с учетом иной сезонной динамики увлажнения и др.).

Проведенный выше анализ M_{cf}^* позволяет сформулировать два принципиальных утверждения.

Первое утверждение. *Существует некоторое устойчивое соотношение, связывающее величины пространственных и временных интервалов оптимального замыкания ВБ заданной геосистемы независимо от уровня организации влагооборота (степени насыщения системы водой).*

Количественным выражением данного утверждения может быть следующее:

$$\Delta X \approx c_w \Delta t, \quad (3.1)$$

Здесь ΔX – оптимальный (характеристический) пространственный интервал замыкания ВБ, размерность длины; Δt – оптимальный временной интервал замыкания ВБ, размерность времени; c_w – коэффициент связи, размерность скорости. При этом можно полагать, что $\Delta X = \Delta x + \Delta y + \Delta z$ в обычном 3-мерном декартовом координатном пространстве (x, y, z) .

Вполне очевидна сильная ограниченность выражения (3.1) областью дискретных характеристических интервалов, в пределах которых справедлива зависимость $X = f(t)$ (рис. 3.5). Для того, чтобы оперировать произвольными интервалами замыкания ВБ, обычно априори (т.е. *безосновательно*) вводят в рассмотрение 4-мерное пространственно-временное многообразие (X, t) , где переменные X и t не зависят друг от друга.

Эквивалентность пространственно-временной и функциональной структур означает соблюдение условия (3.1), где в пределе знак приближенного равенства заменяется на знак равенства. Нарушение же данного условия порождает рост числа компонентов ВБ и соответствующих методических и технических трудностей его расчетов и учета его составляющих [Гарцман, Шамов, 1991]. Соблюдение условия (3.1) – своеобразный критерий «попадания» на узлы, разделяющие элементы ИГП системы <водный массы – МРБ>, то есть в наиболее устойчивые, типичные, *естественные* состояния системы. Отклонение от условия (3.1), которое, как мы показали, может быть систематизировано в форме матриц (табл. 2.2, 2.3, 3.1), определяет собственно динамику – набор динамических состояний – этой системы, то есть текущее морфологически

выраженное отклонение от типичных "средних" состояний.

Здесь уместно провести обобщение преобразования координат при расчетах приточности в русловую сеть, выполненного в одной из работ Б.И. Гарцмана [1990]. Уровень H_w влагосодержания характеризующих данный объект высших форм организации водных масс, очевидно, обусловлен характером континентального влагооборота, в свою очередь определяемого глобальным влагооборотом. Для любой геосистемы процесс водообмена определяется указанным уровнем H_w и уровнем Q_w влагосодержания ключевого элемента, который обеспечивает ведущую функцию последнего и постоянно изменяется (в рассматриваемых здесь вариантах: реально или теоретически). Отсюда существует предельная (вероятно, *равновесная*) скорость c_w изменения H_w , а любая геосистема находится в движущейся системе координат, что позволяет применять преобразования, аналогичные лоренцевым. Произвольное задание граничных условий ВБ зиждется на том, что динамика влагосодержания происходит при бесконечном значении c_w , т.е. как бы мгновенно, причем компоненты ВБ, имеющие различный морфогенез, просто суммируются. Автору известно, что вывод И.Г. Мещенина [1989] о существенной нелинейности их связи основывался именно на попытке учесть различный генезис этих компонентов, поскольку нелинейность указывает на различную физику, природу процессов, рассматриваемых совместно, сопряженно.

Анализ имеющихся сведений о результатах исследований ВБ различных геообъектов дает основание полагать, что величина c_w изменяется в сравнительно узком диапазоне и относительно слабо зависит от формы влагооборота. Оперирование «естественными», т.е. специфическими пространственно-временными интервалами замыкания ВБ того или иного объекта позволяет анализировать их как аналоги светоподобных интервалов в релятивистской механике, характеризующих движение объекта с конечной (пороговой) скоростью c_w [Шамов, 1993]. Из соотношения (3.1), привлекая имеющиеся данные о пространственных ΔX и временных Δt интервалах замыкания ВБ различных геосистем, можно оценить величину c_w .

Расчет на основе данных, приведенных в матрицах, дает относительно небольшой диапазон ее колебаний ($0,001 \div 0,015$ м/с, в среднем – около $0,005$ м/с) при несоизмеримо большем варьировании пространственных и временных масштабов самих геосистем (10–15 порядков).

Непосредственной оценкой величины c_w , очевидно, следует признать оценку скорости вертикального движения пара в тропосфере, поскольку этот перенос представляет собой морфогенетически первичное звено влагооборота в системе <водные массы – тропосфера – зона выветривания> [Гарцман, 1976]. Движение единичной молекулы воды в воздухе в данном контексте может условно рассматриваться как простейший водообменный акт, своеобразный «ВБ квант», являющий собой заполнение водой и опорожнение емкости воздушного пространства

размерами в 1 молекулу воды. Соответствующий элементарный влагооборот условно обозначен нами как «гидрофлуктуон».

Характеристика c_w может рассматриваться как предельная скорость передачи некоторого «сигнала» в цепи влагооборота, причем скорость физического движения воды в отдельных звеньях этой цепи (например, течения реки, водопада, капель дождя) может быть существенно выше. Данная скорость имеет характер предельной величины и может рассматриваться как проявление инерционности и устойчивости геосистем по отношению к водно-тепловым воздействиям в терминах концепции К.Н. Дьяконова и др. [Дьяконов, Иванов, 1991].

Приближение величины c_w к оценке физического движения воды оказалось лишь в случае переноса водяного пара в невозмущенной воздушной среде (при минимальной адвекции тепла и влаги). В 1960-х годах в Пермском государственном университете была получена оценка скорости вертикального перемещения пара, изменяющаяся в пределах $0,0028 \div 0,0050$ м/с в зависимости от условий переноса [Куликов, 1968]. По другим оценкам [Третьяков, 1991], средняя дневная вертикальная скорость переноса влаги в приземном слое тропосферы изменяется от 0,001 до 0,008 м/с, что также укладывается в указанный выше теоретический диапазон c_w .

Кроме того, по данным о вертикальном распределении влагосодержания в атмосфере в слое 0–10 км [Тимофеев, 1979б] можно оценить среднюю многолетнюю скорость влагооборота атмосферных вод. С учетом того, что оценка влагосодержания земной атмосферы составляет 25 мм осажденной воды [Дроздов, Григорьева, 1963], а средняя годовая сумма осадков для поверхности земного шара приближается к 1130 мм [Будыко, Соколов, 1974], то выходит, что влага в атмосфере в среднем обновляется 45 раз за 1 год. Это означает, что в 10-километровом слое атмосферы (проходя как минимум 20-километровый путь) вода циркулирует со скоростью 0,007 м/с. Данная величина, как видим, укладывается в приведённый выше теоретический диапазон $0,001 \div 0,015$ м/с.

В практике воднобалансовых расчётов величины пространственных ΔX и временных Δt интервалов замыкания баланса задаются, как правило, произвольно, т.е. в принципе могут принимать любое значение в координатной плоскости приведенного выше графика (рис. 3.5). В области выше линии, вблизи которой группируются точки на графике, расположены случаи расчета водного баланса при пространственных интервалах замыкания, «бóльших» относительно преобразованных временных интервалов, т.е. $\Delta X > c_w \Delta t$. Эти случаи включают, в частности, исследования суточной динамики речных бассейнов любого масштаба, либо описание движения почвенных вод на склонах с минутным или часовым разрешением. В противоположных случаях, когда временные интервалы превышают пространственные так, что выполняется условие $\Delta X < c_w \Delta t$, исследуются, к примеру, средние многолетние составляющие ВБ относительно не-

больших территорий, например, малых речных бассейнов (с площадью водосбора в пределах 1-2 тыс. км²), болотных микро- или мезоландшафтов, пойменных массивов, либо анализируется сезонная или синоптическая динамика небольших воднобалансовых площадок. Таким образом, физический интервал $|\Delta X - c_w \Delta t|$, вероятно, представляет собой относительный размер исследуемого объекта, то есть размер оптимальных (преимущественных) размеров объекта, испытывающего исследуемую динамику.

Иными словами, условие $\Delta X > c_w \Delta t$ требует свернуть объект и описать его структуру набором элементов и их отношений (точечная модель). Условие же $\Delta X < c_w \Delta t$ означает требование "спуститься" в детали, развернуть объект, найти его "элементарное место" (распределенная модель). Очевидно, это расходится с утверждением, что "современная математическая модель формирования стока безусловно должна быть распределённой", т.к. "только в этом случае выявляется реальная возможность учесть всё многообразие природных ситуаций в пределах речных бассейнов, особенно больших и очень больших" [Виноградов, Виноградова, 2010]. В общем случае выбор типа модели зависит от соотношения масштабов и диктуется указанными выше неравенствами.

Даже при беглом рассмотрении бросается в глаза то, что оценка условной воднобалансовой константы ближе к самому «медленному» звену приповерхностного влагооборота. Это обстоятельство напоминает предписанное морским регистром правило движения каравана судов – скорость каравана не должна превышать скорости движения самого тихоходного судна. Более сложные формы организации систем влагооборота, расширяющие границы оптимального замыкания ВБ (см. табл. 2.2 и 2.3), включают более «быстрые» звенья влагооборота (например, выпадение конденсированной влаги, подземный или русловой сток), очевидно, чтобы тем самым как бы скомпенсировать данное расширение и «успеть» замкнуть цикл влагооборота. При этом общая картина может осложняться в силу участия во влагообороте водоупорных горизонтов, сформированных или временно формирующихся на различной глубине, а также противотоков – в частности, движения воды, вызванного термическими градиентами в зоне, примыкающей к «сухому слою» вблизи испаряющей дневной поверхности [Глобус, 1983].

С другой стороны, можно полагать c_w верхним пределом движения геохронологически первичной формы организации водных масс в системе «водные массы – тропосфера – зона выветривания», за которым форма организации этих масс уже качественно иная (со свойственным ей собственным порогом). Примечательно, что максимальная скорость просачивания воды в сильно трещиноватой породе не превысила 0,001 м/с [Лысенко, 1980], что свидетельствует о том, что c_w выступает как принципиально наибольшая скорость движения воды в пределах зоны выветривания земной коры. «Сигнал» передачи гидростатического давления в водонасы-

щенных подземных горизонтах, к примеру, при формировании дождевого паводка, как правило, проходит быстрее – оценки так называемого времени добегания в речных бассейнах минимум на порядок выше c_w [Гарцман и др., 1971]. Следует сказать, что наша оценка коэффициента связи характерных интервалов на много порядков ниже характеристических скоростей формирования паводкообразующих атмосферных осадков (1000 см/с) и на порядок-два ниже характеристических скоростей процессов формирования стока в различных по размеру речных бассейнах – 14–27 см/с, полученных австрийскими учеными [Skøen, Blöschl, 2006]. Это, очевидно, обусловлено тем, что за счет исключения «медленных» процессов под землей и в атмосфере в процессах выпадения атмосферных осадков и формирования стока передача «сигнала» существенно быстрее, чем по линии *полного* влагооборота.

Следовательно, любая заданная геосистема с позиций влагооборота характеризуется основным процессом (основной функцией), а также конечным набором специфических пространственных и временных масштабов, отношение которых является существенной мерой интенсивности влагооборота, имеет размерность скорости и изменяется в пределах $0,001 \div 0,015$ м/с в полном диапазоне ландшафтных условий.

Закономерен вопрос о вычислительной точности пороговой константы c_w . Насколько узок должен быть диапазон изменения этой величины, чтобы ей называться постоянной, и насколько математическая константа совпадает (отличается) с физической?

Для оценки точности, очевидно, нужно также определять уровень рассмотрения, критерий. В первую очередь, диапазон изменения оцениваемой константы сравнивается с диапазоном изменения переменных величин, связываемых данной константой. Кроме того, целесообразно рассматривать абсолютную изменчивость константы относительно формулируемой задачи: оценка, насколько значима эта изменчивость для исследуемых явлений, и принятие или непринятие рассматриваемой величины в качестве константы.

На наш взгляд, квалифицированное экспертное заключение на качественном (классификационном, эмпирическом) уровне обладает более высокой точностью в системе отсчета, связанной с самим объектом, чем сложная расчетная модель, включающая большое число переменных и параметров.

«Физическая» (вычислительная) точность констант и расчетов в географии не может быть приближена к точности, достижимой в физике. В исследовании географических явлений физические параметры измеряются физическими приборами, при этом в силу сложного взаимодействия и наложения (суперпозиции) *физических* процессов в рамках выделенной *географической* системы возникает *соотношение неопределенностей* измеряемых физических параметров геосистемы и их отношений [Гарцман, 1990]. Очевидно, эти неопределенности обусловле-

ны конечной величиной скорости взаимодействия элементов геосистемы, т.е. ее принципиальной неравновесностью.

3.3. Принцип симметрии в исследовании водных циклов

Симметрия здесь понимается в широком смысле, то есть как свойство пространства сохранять неизменность при нетождественных ортогональных преобразованиях. Симметрия выступает особым видом структурной организации объектов [Философский..., 1983.].

Здесь речь идет о локальной симметрии влагооборота, под которой понимается (по аналогии с общефизической [Кравец, 1995]) внутренняя симметрия взаимодействия водных тел, зависящая от положения в пространстве и времени, а точнее: от пространственно-временной расчетной сетки. В этом заключается отличие локальной симметрии от глобальной, где такой зависимости нет (либо она по той или иной причине игнорируется) (анализ см. в разд. 4.1.2).

Второе утверждение, вытекающее из анализа матрицы $M_{сф}^*$ (табл. 3.1). *Условие эквивалентности функциональной и пространственно-временной структур влагооборота в заданной геосистеме предполагает пропорциональное расширение пространственно-временных границ оптимального (“естественного”) замыкания баланса при детализации (сужении) функционального описания системы. Наоборот, попытки описать геосистему с помощью функции влагооборота, отвечающей более низкой степени насыщения, приводят к необходимости в соответствующей пропорции уменьшить шаг пространственно-временной сетки для обеспечения минимальной погрешности замыкания баланса.*

Данное положение (*принцип симметрии влагооборота*) опирается на понимание гидросферы как системы водных объектов G , взаимодействующих в рамках метасистемы $G-U$ с некоторым объектом U , в общем случае произвольной природы [Гарцман, 1976]. В указанной работе механизм самоорганизации гидросферы рассматривается в процессе насыщения U элементами из G . Детализация (сужение) функционального описания геосистемы с позиций водного цикла заключается в исследовании процесса, который выступает ведущим (основным) для геосистемы, стоящей на более высокой ступени организации по отношению к заданной геосистеме (в соответствии с ее ИГП) и отвечающего в среднем более высокой степени насыщения влагой. Классическими примерами избыточной детализации могут являться исследования неодофазного движения воды в почве (моделируемой в виде ненасыщенной пористой среды) на молекулярном уровне или процессов формирования стока с использованием громоздких моделей водосбора с распределёнными параметрами, призванными описывать сильную неоднородность условий.

Для поиска соответствия функциональной и пространственно-временной структур влагооборота в рамках данной геосистемы необходимо пропорционально расширить рамки вели-

чины интервалов обобщенного пространства, чтобы тем самым *как бы* повысить степень водонасыщения геосистемы (ячейки 4, 7, 8 в табл. 2.2, 2.3 и 3.1).

В качестве примера проведем мысленный эксперимент № 1. Наблюдается процесс перенасыщения – мигрирования влаги (формирования эвапотранспирационного потока), которому функционально отвечает объект, моделируемый как Лесной склон (элемент 5 в табл. 3.1). При этом сток выступает как дополнительная функция, эфемерное явление, выражаемое обычно в виде остаточного элемента водного баланса, получаемого простым суммированием. Если пытаться детализировать заданный процесс в терминах «концентрации – сброса избыточной влаги», сосредоточиться на дополнительной функции, не обеспеченной достаточным для этого влагозапасом, то характеристические интервалы времени и пространства раздвинутся, и исследователю в качестве модели стокоформирования следует в данном случае выбрать «СРБ» (элемент 9 табл. 3.1). Это необходимо для того, чтобы включить в рассмотрение потоки влаги в тропосфере и зоне выветривания, затраты тепла на этот транспорт, а также транзитные участки речной сети, отвечающие за передачу стока (миграцию русловых запасов) из горных ландшафтов в равнинные. Данная модель позволяет как бы «собрать» воду, достаточную для формирования стока. В этом смысле исследуется сезонный сток как результирующая серии паводков и межпаводочного стока, выделяются зимняя и летняя (летние) межени.

Аналогичны суждения для случая интегрирования, когда исследуемая функция заданного объекта отвечает объекту более низкой организации (степени водонасыщения фрагмента геозкологической оболочки). В этой части трудно привести классические примеры, поскольку исследователям в анализе свойственно чаще всего погружаться «вглубь», чем подниматься «ввысь». Можно указать, в частности, на исследование климатических колебаний с помощью анализа паводочного цикла МРБ, то есть по сути синоптической цикличности.

Рассмотрим мысленный эксперимент № 2. На залесенном водосборе умеренного климатического пояса при высоком увлажнении наблюдаются процессы концентрации и сброса избыточной влаги – формирования дождевого паводочного стока. Адекватная модель в данном случае – модель «МРБ» (элемент 9 в табл. 3.1). Эвапотранспирация в таких условиях является дополнительной функцией, определяемой как потери стока. «Разглядеть» здесь процесс перенасыщения – мигрирования влаги можно лишь хорошо детализировав пространственно-временную сетку в рамках модели Влажный склон (распределенной модели влагооборота Склон), где характерными интервалами времени замыкания баланса выступают первые часы, а собственными пространственными интервалами являются метры – десятки метров (элемент 6 в табл. 3.1). Для такого рода задачи могут быть использованы датчики уровня-температуры-электропроводности грунтовых и русловых вод, датчики влажности и температуры почвы,

установленные на склонах / элементарных бассейнах и регистрирующие данные с часовым разрешением. Помимо этого, в условиях избытка влаги и недостатка тепла эвапотранспирацию можно оценивать также по динамике атмосферных конвективных образований – термиков.

Формально оба случая – случай детализации и случай интеграции – означают приближение к соотношению (3.1), в произвольном случае не выполняющегося.

3.4. Геологическая эволюция приповерхностного влагооборота

Аппроксимация представленного на рис. 3.5 графика, указывает также на справедливость нелинейного соотношения

$$\Delta X \approx (\Delta T)^\lambda,$$

где $\lambda \approx 0,004$, ΔX – линейный размер территории, ΔT – временной интервал водного цикла, характерный для этой территории [Шамов, 2010].

Степенная функция соответствует модели параболического роста размеров геосистемы, когда его скорость оказывается обратно пропорциональной возрасту с коэффициентом пропорциональности λ [Жирмунский, Кузьмин, 1990]. Это справедливо, если принять уменьшение частоты влагооборота (возрастание временных интервалов оптимального замыкания ВБ) и нарастание линейных размеров геосистем (например, речных бассейнов) как признак денудационного «старения» земной поверхности [термин по: Докучаев, 1949].

Эволюция материковой коры сопровождается постепенным сокращением площади геосинклинальных областей, отличающихся высокой степенью расчленения, и ростом площади платформ [Клиге и др., 1998]. Таким образом, нарастание величины ΔT по оси абсцисс можно представить как взросление, увеличение возраста геосистем, опосредующих водный цикл. Уменьшение этой величины интерпретируется как «омоложение» земной поверхности (орогенез), присущее в основном окраинам платформенных образований.

Иначе сказанное можно представить как процесс снижения удельного поступления влаги через поверхность внутрь некоторого шара, условно моделирующего область влагооборота, при этом данная поверхность нарастает по мере влагонасыщения объема условного шара, а интенсивность привноса влаги через условно-сферическую границу вначале нарастает, а далее – по мере денудационного "старения" земной поверхности – она резко снижается (рис. 3.10).

Характерным признаком снижения удельного увлажнения по мере нарастания линейных масштабов континентального влагооборота является общее снижение удельного стока при переходе от горных ландшафтов к равнинным – от МРБ к БРБ.

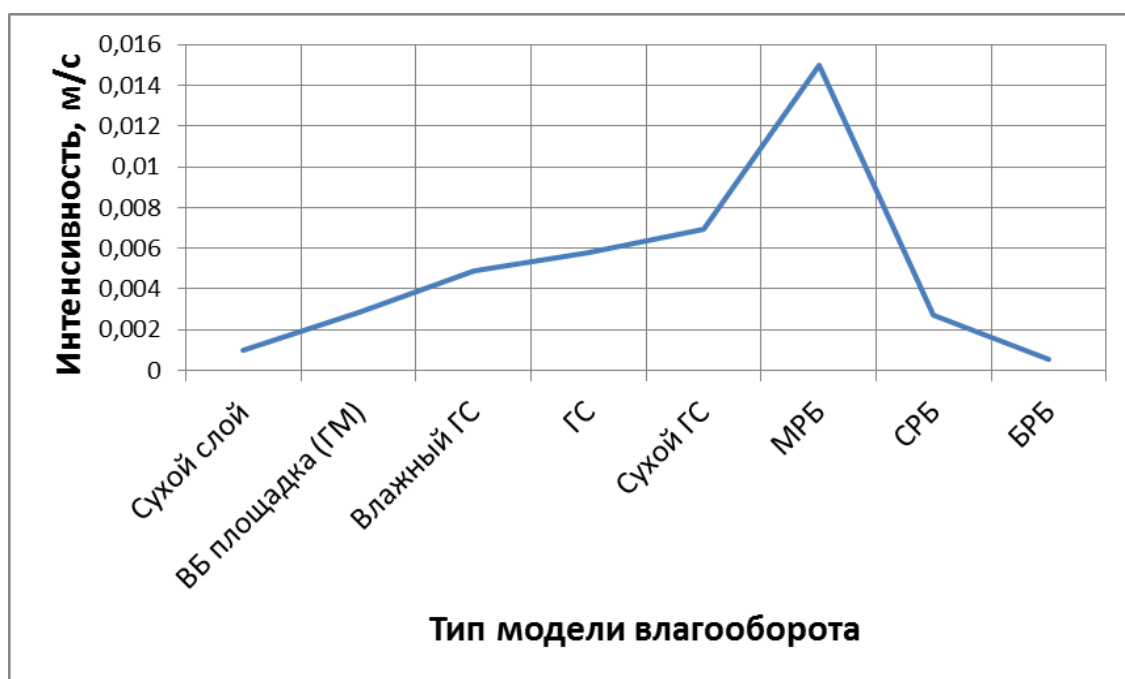


Рис. 3.10. Интенсивность влагооборота в зависимости от уровня влагонасыщения геосистемы (типа модели влагооборота).

Описанный характер поступления влаги в географическую оболочку подтверждается реконструкцией процесса накопления воды в ней с момента времени, совпадающего с рубежом архея и протерозоя [Сорохтин и др., 2004]. Максимум скорости дегазации воды из мантии, согласно указанным авторам, приходится на 2,5 млрд. лет назад, в начале протерозоя. К настоящему времени стабилизировалась интенсивность связывания воды океанической и континентальной корой, и накопление воды происходит преимущественно в океане и, соответственно, в атмосфере.

Современная скорость дегазации воды из мантии в гидросферу, по оценкам Сорохтина с соавторами [2004], составляет $0,25 \text{ км}^3/\text{год}$, или в виде слоя осажденной воды – $0,00049 \text{ мм/год}$, согласно другим оценкам она несколько выше – порядка $1 \text{ км}^3/\text{год}$ [Павлов, 1977]. По расчетам, приведенным в [Орленок, 1987], современное суммарное поступление воды в гидросферу извне на 2 порядка меньше.

Исторически первичные формы влагооборота – формы парокапельного обмена – в соответствии с низким уровнем насыщения, вероятно, сосредоточиваются в пределах условных сфер небольших размеров – в атмосфере и зоне выветривания. По мере возрастания влагонасыщения размеры моделирующих области влагооборота сфер возрастают, при этом водообмен через эти поверхности ослабевает. Водообмен гидросферы с ближним космосом в сравнении с сезонными и многолетними колебаниями влагосодержания в географической оболочке прене-

брежимо мал [Орлёнок, 1987].

Приведенная выше конструкция в определенном смысле развивает представление А.А. Григорьева (1932 г.) о географической форме движения материи как единстве климатического, гидрологического и геоморфологического процессов [Мир географии, 1984]. Как показывает Б.М. Кедров, «в условиях нашей планеты геологическая форма движения материи порождает высшую для неживой природы географическую форму... Генетическая и структурная связь между географической и геологической формами движения материи осуществляется через такой минерал, как вода. Именно вода явилась особым генетическим мостиком от геологической к географической форме движения материи. Постепенное количественное накопление воды приводило к рождению нового, уже географического качества, когда формировались первичные водоёмы, которые по-новому взаимодействовали с низшими слоями атмосферы, преобразуя ее в географическое явление – тропосферу...» [Мир географии, 1984, с. 81].

Выводы к главе 3

Резюмируя сказанное выше, мы приходим к утверждению, что любая заданная геосистема с точки зрения влагооборота характеризуется основным процессом (основной функцией), а также конечным набором специфических пространственных и временных масштабов, отношение которых является существенной мерой интенсивности глобального влагооборота, имеет размерность скорости и изменяется в пределах $0,001 \div 0,015$ м/с в полном диапазоне ландшафтных условий.

Из этого утверждения следует, что:

1) промежутки времени и пространственные отрезки в расчетах стадий-элементов влагооборота могут быть специфическими, оптимальными, «естественными» *в зависимости* от уровня насыщения водой функционально определенного объекта; таким образом динамика и структура водного цикла и соответствующая функция геосистемы в общем случае взаимообусловлены;

2) специфические картографируемые размеры (пространство) и астрономические ритмы (время) влагооборота в геосистемах достаточно тесно *связаны* между собой как в структурно-ландшафтном {зональное состояние объекта $\times$ локальное состояние объекта}, так и в динамическом гиперпространстве {ведущий процесс водного цикла в геосистеме $\times$ текущий процесс водного цикла в геосистеме};

3) движение водных масс в географической оболочке характеризуется конечной сравнительно мало меняющейся интенсивностью c_w , совпадающей с интенсивностью *самого медленного* физического движения воды в цепи глобального влагооборота.

Первое следствие означает, что рассмотрение явлений в цепи влагооборота определяет (в принципе нацеливает определять) выбор часов-линеек, отсчитывающих предпочтительные, или "естественные", временные промежутки и пространственные интервалы этих явлений.

Второй вывод указывает на атрибутивные свойства пространства и времени. Они представляют собой как бы разные стороны некоторой единой сущности [Новиков, 1990], которая в данном случае проявляется в форме конкретной геосистемы, в нашем случае трансформирующей водные массы, или опосредующей влагооборот.

Третий вывод свидетельствует о том, что промежутки времени и пространства, ограничивающие какой-либо из этих объектов, отличаются друг от друга всего лишь относительно постоянным множителем c_w , выступающим как инвариант системы глобального влагооборота. Преобразования, оставляющие этот множитель постоянным, могут выступать аналогом лоренцевых преобразований, из которых следует относительность одновременности, размера и промежутков времени геосистем, изменяющихся в соответствии с изменяющимся в них запасом влаги. В связи с этим в ряде наших работ были расширены понятия физических характеристик – длины, времени, массы и др. – применительно к географическим системам [Шамов, 1994, 1999, 2004, 2006; Shamov, 2003].

Смысл постоянного множителя c_w заключается в том, что влагооборот во всех звеньях – в любой локальной среде – происходит с маломеняющейся конечной скоростью, сравнительно слабо зависящей от свойств самой среды. Это обстоятельство придает гипотезе квазиравновесности (линейности) процессов влагооборота весьма ограниченный характер, что принципиально требует суммировать в классических воднобалансовых расчетах лишь генетически однородные компоненты.

Вводится принцип симметрии влагооборота, опирающийся на понятие локальной симметрии, перебросившее, по словам А.С. Кравца [1995], мост между динамическими симметриями, с одной стороны, и пространством и временем, с другой. Одним из следствий локальной симметрии влагооборота (по аналогии с современной физикой) выступает существование наименьших "элементов водного цикла" (мономолекул водяного пара), которые служат переносчиками взаимодействия различных водных тел с интенсивностью c_w .

Коль скоро вода является системообразующим элементом геосистем [Антипов, Федоров, 2000; Sivapalan, 2005] и опосредует многие процессы взаимодействия общества и природы, то можно, опираясь на внутреннюю симметрию географической оболочки, проецировать аналогичные построения на иные парциальные (специфические по веществу) географические системы, т.е. оперировать системами массоэнергопотоков и, соответственно, разрабатывать их структурные модели.

4. ВЗАИМОУСЛОВЛЕННОСТЬ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ И ВРЕМЕННЫХ МАСШТАБОВ ВЛАГООБОРОТА В ГЕОСИСТЕМАХ

Признавая, что структура отражает объекты через их строение и состояние, задавая принцип формирования целого из его частей, под организацией объекта-системы понимается структура ее связей [Черкашин, 2005].

Учитывая весь спектр состояний (форм) водных масс в географической оболочке, мы рассматриваем влагооборот как относительно самостоятельную систему, высшим состоянием которой – в геоэволюционном смысле – является сток.

Исследование процессов, способствующих возникновению внутренней упорядоченности, согласованности и взаимодействия компонентов стока – различных по генезису водных масс, следуя концепции В.С. Преображенского [1986], есть в принципе исследование организации водных масс в ландшафтной оболочке, или, иными словами, процесса формирования устойчивых структур влагооборота в геосистемах. Естественно, структура и организация сложной системы проявляются в определенных отношениях к пространству и времени, причем эти отношения связаны с происходящими в системе процессами. Это позволяет исследовать характерные, специфические границы, а также зависимость друг от друга пространственных и временных аспектов круговорота воды, в частности методами масштабного анализа. Стало возможным и необходимым выделять процессы, наиболее существенные в данном пространственно-временном масштабе, и отделять от них процессы более низких порядков значимости. Такой подход способствует более детальному и полному пониманию процессов влагооборота, их взаимосвязей, устойчивых свойств и изменчивости.

Данный раздел диссертационного исследования посвящен анализу взаимообусловленности пространственных и временных аспектов цикла формирования стока как высшей формы организации водных масс на суше, преимущественно определяющей объем и качество возобновляемых водных ресурсов в пределах заданной территории.

Если обобщить сказанное в предыдущей главе и акцентировать внимание на стоке, вероятно, следует пересмотреть некоторые устоявшиеся взгляды на пространственно-временную изменчивость влагооборота, а точнее – попытаться расширить горизонты этих взглядов.

В частности, анализируемая здесь пространственно-временная организация стока предполагает обязательное и закономерное подключение *временной* компоненты к организации территории в отношении влагооборота – понятие, разрабатываемое в настоящее время в рамках географо- или ландшафтно-гидрологической концепции [Федоров, 2007; Алексеевский, 2012; Антипов, Коротный, 2012; Коронкевич, Черногаева, 2012; Эдельштейн, 2012], а также бассейновой концепции [Коротный, 2000, 2017; Sivapalan, 2005]. Это логично вытекает из принятия поло-

жения, что «каждой ландшафтной ячейке присущ специфический гидрологический режим, а типизация происходит по гидрологическим функциям», «организация водосбора ... является переменной в течение года, отражая динамику водоотдачи уже количественно характеризующихся действующих площадей», «геометрия ландшафтно-географического комплекса меняется в зависимости от характера сезонного увлажнения» [Федоров, 2007, с. 52–53].

4.1. Движение воды и передача сигнала в системе влагооборота

Конечность и относительное постоянство интенсивности влагооборота может быть интерпретировано как универсальное свойство движения в дискретном пространстве-времени [Вяльцев, 1965]. Дискретность движения воды, как показано в первой главе диссертации, в общем случае проявляется как морфогенез – последовательность форм организации водных масс в различных звеньях влагооборота (см. разд. 1), который рассматривается как общий случай движения воды в любой произвольной среде. В нижнем предельном случае дискретным движением можно назвать поток водяного пара – отдельных молекул воды (см. ниже разд. 4.1.3).

Конечность скорости причинных связей в цепи влагооборота не означает, что $c_w = \sup(v)$ вообще и навсегда (здесь v – скорость движения воды). Величина c_w есть собственная (предельная) скорость *данной* причинной связи [Кузнецов, 1985]. Развивая построения А.П. Климца [1997б], можно полагать, что универсальной, «привилегированной» скоростью передачи сигнала водной массы является скорость движения водных масс, диспергированных в *принципиально иной* вещественной массе-среде. В качестве такой среды может выступать атмосферный воздух или выветрелая горная порода, содержащая движущуюся воду в виде отдельных молекул. Напомним (см. раздел 3.2), что скорость передачи "сигнала" c_w в цепи влагооборота численно близка к скорости вертикального движения пара в невозмущённой тропосфере. Подчеркнем, что специфичность любого вещественного сигнала (движения, трансформации вещества), обусловленная дискретностью, *несплошностью* данного вещества, лежит также в основе исследований географических явлений различного уровня в виде ИПП, когда движение той или иной геосистемы представляется как чередование исторических форм организации вещественных масс в некоей среде из *иного* вещества.

Согласно исследованиям А.П. Климца [1997а], любой дискретный («безмассовый») сигнал строит пространственно-временные отношения между взаимодействующими телами и определяет метрику этих отношений. Иными словами, переход от одной формы организации водных масс к другой порождает свои специфические/характерные пространственно-временные отношения, что и отражено в системах моделей $M_{сф}$ и $M_{сф}^*$ (табл. 2.2, 2.3 и 3.1). Вслед за В.И. Чупрыниным [2011] под специфическими, или характерными пространственно-временными масштабами мы понимаем типичные, наиболее часто встречающиеся в данной геосистеме раз-

меры пространственных неоднородностей и ритмов величин, характеризующих ее состояние.

«Пространство должно быть не только геометрически структурно, но и физически обладать разными состояниями. И в том, и другом случае это не будет абсолютное пространство Ньютона, изотропное и стоящее вне научного изучения: это будет физическое пространство исследователя Природы», заключает в одной из своих обобщающих работ В.И. Вернадский [2000а, с. 131]. Переход водной массы от одного состояния к другому представляется как течение специфического (морфологического) времени системы.

Сформулированное выше позволяет говорить о движении в некоем едином пространстве-времени водных циклов, специфическом универсуме, порожденном взаимосвязанными процессами планетарного влагооборота.

4.1.1. Концептуальные типы задач в исследовании водных циклов

С учетом того, что анализу и моделированию движения воды в различных средах посвящено великое множество работ, следует дать общий анализ движения в 4-мерном пространственно-временном многообразии влагооборота.

Одна из основных задач в физике – задача положения тела в пространстве в данный момент времени в заданной системе отсчета. Закономерен вопрос о специфическом (не обязательно физическом) пространстве и теле, положение которого нужно находить при анализе движения воды в пределах данной геосистемы.

Представляется, что существует два обобщенных варианта такой задачи положения, которые можно представить графически (рис. 4.1)

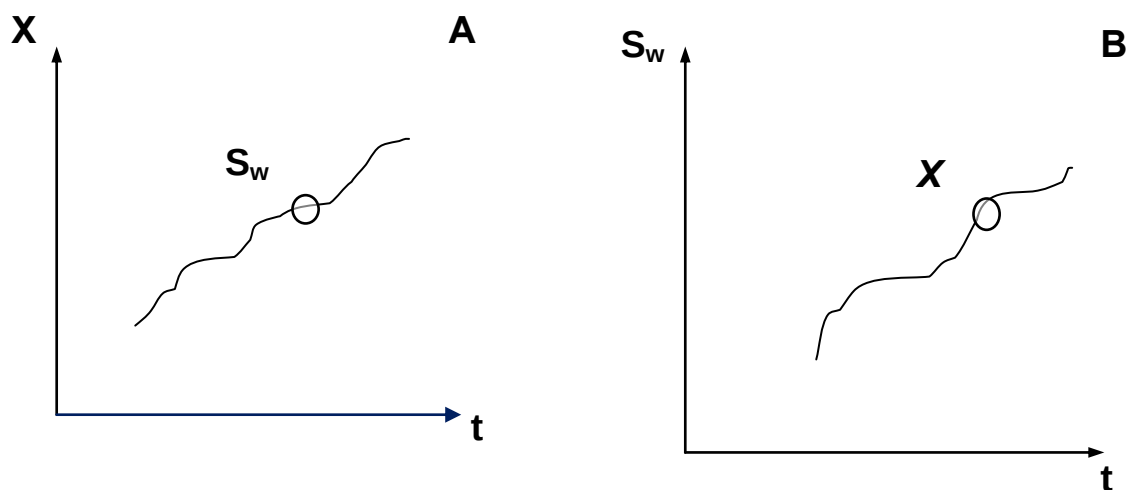


Рис. 4.1. Два типа гиперпространств, возникающих при решении задач влагооборота в геосистемах. Обозначения символов даны в тексте.

На рисунке 4.1-А точка S_w с окрестностями являет собой фиксированный объем (массу)

воды, положение которого определяется в едином физическом (X, t) -пространстве, связанном с земной поверхностью (картографируемом пространстве). Изменение фиксированного объема воды ΔS_w задает связанные интервалы замыкания ВБ $(\Delta X, \Delta t)$, т.е. инвариантно относительно (X, t) . Назовём S_w элементарной геосистемой, рассматриваемой с позиций влагооборота. Фиксированный объём воды при этом полагается неоднородным – появление новых форм организации водных масс отражается на скачкообразном изменении $(\Delta X, \Delta t)$ в соответствии с графиком на рис. 3.5.

На рисунке 4.1-В точка X с окрестностями представляется как фиксированный физический объём – локальный фрагмент геометрического пространства. Геоэкологическая задача здесь подменяется физической задачей в узком смысле («подбить баланс»). Тем самым исследователь нацелен на учет всех составляющих ВБ, изменяющихся в заданном объёме картографируемого пространства за соответствующий отрезок физического времени. Объём воды вдоль оси S_w полагается однородным, т.е. формы организации водных масс учитываются в виде отдельных элементов ВБ.

Очевидно, любое изменение системы координат (выбор исследуемой геосистемы, или постановка задачи), согласно выводам Ф. Капра [1994, с. 145], «смешивает пространство и время точно определяемым в математическом отношении образом». Причем представление о едином пространстве-времени водного цикла имеет эмпирическое происхождение. В нашем случае наиболее важным является тот факт, что воде – независимо от формы ее организации – требуется пройти определенные стадии цикла, «пережить» *собственное* время для того, чтобы переместиться от формы ее поступления в рассматриваемую область до формы ее выхода из рассматриваемой области. К примеру, если мы измеряем сток в заданном створе реки, то вполне отдаем отчет, что текущая в реке вода – когда-то выпавшие на поверхность водосбора и просочившиеся осадки. А если мы измеряем осадки, то из опыта, своего или чужого, знаем, что капли дождя или крупы снега сформировались из молекул воды, которые где-то когда-то оторвались от земной или водной поверхности.

Мы вправе ожидать, что «объединение» пространства и времени приведет к закономерному возникновению связи между другими понятиями, которые традиционно рассматриваются как независимые. Они в рамках развиваемого здесь подхода скорее всего выглядят лишь как различные стороны, аспекты одного и того же, более *общего* понятия – движения, или изменения.

Например, характеристическая линейная длина изменяющейся геосистемы (его декартовы размеры ΔX в формуле (3.1)) зависит от ее изменения относительно наблюдателя, то есть от того, *какую* задачу ставит исследователь, *какое* явление влагооборота его интересует. Размер

геосистемы зависит от интенсивности изменения, определяемого уровнем влагонасыщения. Характеристические интервалы времени, в которых геосистема испытывает динамику, также зависят от выбора системы координат – от процесса, который выступает как функция соответствующего ей объекта.

Опираясь на уже изложенный в 3-й главе принцип структурной симметрии (раздел 3.3), с учетом сказанного мы уточним сформулированные положения.

Условие эквивалентности функциональной и пространственно-временной структур заданной геосистемы определяет два важных следствия.

1) Пропорциональное расширение пространственно-временных границ оптимального (естественного) замыкания водного баланса при детализации (сужении) функционального описания геосистемы. Это случай существенного *относительного* повышения увлажнения системы, снижения интенсивности изменения, «замедления» её динамики в рамках водного цикла. При этом соответствующие интервалы замыкания ВБ исследуемого объекта расширяются относительно пределов оптимального замыкания баланса – до размеров нового, требуемого условием более высокого увлажнения геосистемы. Время для заданного объекта как бы замедляется.

2) Наоборот, попытки описать заданную геосистему с помощью функции, присущей более низкому водонасыщению локальной среды, приводят к необходимости в соответствующей пропорции уменьшить шаг пространственно-временной сетки для обеспечения минимальной невязки ВБ. Это случай существенного *относительного* снижения водонасыщения системы, возрастания интенсивности изменения объекта, «ускорения» его динамики относительно системы более высокого уровня организации.

Здесь, равно как и в релятивистской механике, важно понимать, что вопрос об «истинной» характеристической длине объекта «не имеет смысла, как и вопрос об истинной длине вашей тени. Тень – это проекция точек, находящихся в 3-мерном пространстве, на 2-мерную плоскость, и ее длина зависит от угла проецирования» [Capra, 1985, p. 150]. Точно также характеристический линейный размер изменяющегося объекта – это проекция точек, находящихся в 4-мерном пространстве-времени, на картографируемое трехмерное пространство, и она зависит от выбора системы координат, то есть выбора объекта-геосистемы, соответствующего исследуемому явлению в системе влагооборота. По всей видимости, такие замечания также справедливы и для времени геосистем, рассматриваемых с позиций влагооборота.

Как может быть интерпретирована формула (3.1), связывающая пространственные и временные интервалы, в которых можно описать морфогенез – чередование форм влаги в цепи водного цикла?

Во-первых, локальная масса воды ("точка") может двигаться в физическом (картографи-

руемом) пространстве с какой угодно скоростью, определяемой конкретными условиями увлажнения среды; при этом интенсивность влагооборота, вовлекающего эту массу воды в движение, полагается неизменной (мало меняющейся) для данной гидросферы. Отсюда следует, что интенсивность локального влагооборота в целом – передачи сигнала в цепи влагооборота – не зависит от массы (объема⁸) воды в заданном локусе, объеме картографируемого пространства. От этой массы (объема) зависит движение воды в различных *звеньях* локального влагооборота. Назовём это утверждение принципом независимости локального влагооборота от изменения системы отсчета, внутри которой эти явления происходят, т.е., от поставленной задачи.

Во-вторых, в определении понятий, относящихся к пространству и времени, фундаментальную роль играет передача "водных" сигналов (воздействий) с конечной, предельной скоростью. Здесь под "водным" сигналом понимается любой сигнал, приводящий к изменению гео-системы под действием динамики увлажнения. На существовании таких сигналов основано само понятие определенной системы отсчета, которая служит для описания явлений влагооборота в пространстве и времени. Если бы не существовало предельной скорости воздействия, если бы она была бы бесконечно большой, то достаточно было бы одной универсальной системы отсчета на все случаи движения воды и тогда можно было бы говорить о равновесности процессов влагооборота, однородности водных масс и в любом случае оперировать простыми линейными моделями. Назовём это принципом независимости локального влагооборота от скорости движения воды в каком-либо из его звеньев. При этом постулируется зависимость локального влагооборота лишь от влагооборота глобального, определяемого климатическими тенденциями.

Таким образом, одинаковые процессы водного цикла существуют независимо от наших часов и линеек – средств измерения, которые позволяют измерять характеристики движения воды в ландшафтной среде. При этом полагается, что рассматриваемые процессы не влияют на метрику пространства и времени, то есть пространство и время однородны.

4.1.2. Пространственно-временной континуум влагооборота

Одним из проявлений фундаментальной инвариантности в явлениях влагооборота, на наш взгляд, следует считать устойчивые взаимосвязи специфических/характерных масштабов пространства и времени. Применительно к явлениям влагооборота такие устойчивые связи выявляются между его пространственной и временной структурами и выражаются в конечной ве-

⁸ Здесь следует учесть, что масса связанной воды (плёночной, кристаллизационной и т.д.) и масса свободной, гравитационной воды занимают различный объем в силу различной плотности упаковки молекул воды вблизи поверхности твердой фазы.

личине / величинах интенсивности его процессов.

В связи с рассматриваемой проблемой интересна позиция С. Шумма и Р. Лихти: «Мы полагаем, что различия между причиной и следствием в создании форм рельефа зависят *от времени проявления* процессов и *от масштабов рассматриваемой* геоморфологической системы (курсив наш. – *В.Ш.*). В самом деле, поскольку отношения времени и пространства меняются, причинно-следственные зависимости могут затухиваться и даже приобретать противоположную направленность и сама система может описываться иначе» [Schumm & Lichty, 1965, p. 262 – цит. по К. Грегори, 1988]. Рассуждения Дж. Дуга о гидрологических законах, разным образом проявляющихся в различных пространственно-временных масштабах [Dooge, 1986], во многом предвосхитили формулировку задач масштабирования (scale problems) [Blöschl and Sivapalan, 1995; Blöschl et al., 1997; Brutsaert, 2005].

В.И. Вернадский заострял внимание на единстве пространства-времени природных объектов. В частности он, основываясь на исследовательском опыте многих, утверждал: «В геометрической реальности (не абстракции! – *В.Ш.*) время выражается вектором, который, однако, в зависимости от геометрического или физического строения пространства может не быть прямой линией евклидова пространства» [2000б, с. 190]. Согласно В.И. Вернадскому [2000б, с. 185], «...раз пространство и время являются частями, проявлениями и разными сторонами одного и того же неделимого целого (той или иной формы движения – *В.Ш.*), то нельзя делать научные выводы о времени, не обращая внимания на пространство. И обратно: всё, что отражается в пространстве (в том числе картографируемом – *В.Ш.*), отражается так или иначе во времени». Примечательна в связи с этим публикация В.И. Чупрынина и Л.А. Изосова [2014], где на языке теории колебаний и теории волн анализируются связи между пространственными и временными характеристиками геообъектов для различных масштабов.

По В.Г. Кузнецову [1983], время можно представить в геометрической форме – форме последовательного роста числа измерений пространства, отражающего структурность системы, её сложность, рост числа предикатных многообразий. «Такая концепция рассматривает мир как n -мерное пространство, где n растёт и этот рост изображается $(n+1)$ -й координатой, временем» [Кузнецов, 1983, с. 144].

Все явления влагооборота, по всей видимости, происходят внутри некоторого дифференцируемого многообразия водных масс в ландшафтной оболочке, которое можно представить в виде единого пространственно-временного W -континуума. В географических дисциплинах это обычно декларируется как постулат (например, исследуется «пространственно-временная изменчивость/динамика/структура стока/испарения/влагозапасов в геосистеме») и, по всей видимости, не подвергается сомнению или специальному доказательству.

Вместе с тем, решение ряда географических задач, а в особенности таких явно *математически оформленных* задач, как расчёты движения воды, основывается больше на *математическом* понятии континуума, чем на природе самого пространства-времени. Так, пространственно-временная динамика чего-либо, например, водной массы, чаще всего предполагает рассмотрение изменяющегося (*движущегося*) количества воды в некоторой области в априори заданной системе декартовых координат. В идеале – это трехмерное пространство $X = \{x, y, z\}$, тем или иным способом связанное с земной поверхностью, и вдоль оси времени t , связанной с устойчивыми, как правило, астрономическими циклами [Freeze, 1974; Кучмент, 1984; Kavvas et al., 2007; и др.]. Иными словами, здесь логичнее говорить о преимущественно математически, а не физически обоснованных построениях, моделях, широко распространенных в географии при описании движения вещества. Следует признать, что в основе большинства проблем – как экспериментального, так и вычислительного характера – при таком описании лежит слишком далекая экстраполяция свойств общепринятой математической модели геофизического пространства. Подобная методологическая ошибка была подвергнута исследованию в физике [Тамм, 1975] и в биологии [Левич, 1986, 2000].

Выведение пространственно-временного континуума движущегося/изменяющегося объекта из природы самого объекта, как правило, подразумевается при подготовке *качественных* (неколичественных) экспертных заключений в виде перечня, упорядоченной последовательности или схемы состояний (форм организации) анализируемых объектов. Построение структурных (классификационных, типологических) моделей объектов (см. табл. 2.2, 2.3, 3.1, 6.2), системы которых отражают относительно непрерывное пространство состояний исследуемых объектов, также основано на преимуществах данной концепции.

4.1.3. Дискретность влагооборота в геосистемах

Концепция континуума не только не отрицает свойство дискретности, но скорее дополняет его как другая сторона, точнее уровень рассмотрения явления. И то и другое выступает как результат абстрагирования. Совокупность явлений как морфогенетически определенных, относительно дискретных объектов, выделенных на одном уровне рассмотрения, может сформировать картину некоторого непрерывного процесса (например, потока влаги) на другом уровне [Шамов, 2006]. Не разобравшись в соотношении континуальности и дискретности, трудно обосновать концепцию многомерного пространственно-временного континуума водного цикла.

Эмпирически свойство дискретности геосистем выявлялось неоднократно многими исследователями. В частности, дискретный характер организации влагооборота данной территории вытекает из признания того, что под ландшафтно-гидрологическими системами (точнее: геосистемами, рассматриваемыми с позиций водных циклов) понимается часть земной поверх-

ности, где взаимодействие процессов влагооборота и природных структур локально обладает специфическими закономерностями [Антипов, Федоров, 2000, с. 31]. Причем каждому пространственному уровню таких систем присущ свой тип закономерностей.

А.Т. Напрасниковым принято и обосновано положение о взаимосвязи континуальности и дискретности компонентов геосистем «через пространственно-временную целостность земной поверхности и ее элементов. Природные режимы возникают, развиваются и затухают в конкретном географическом пространстве» [Напрасников, 2003, с. 6].

И.В. Круть [1978] показывает, что континуальность той или иной геосистемы объясняется организацией системы в целом, которая и определяет топологию последней. При этом топологическая континуальность не отрицает, а дополняет дискретность: и та и другая характеризуют систему *на разных уровнях* организации. «Правильно, например, говорить о континууме любой геосферы на уровне ее целостности, скажем всей географической оболочки, но дискретность последней проявляется уже на субординированных уровнях зональности и еще более – ландшафтов, хотя это не означает, что в ландшафтной сфере (которая сама континуальна) существуют «безландшафтные» участки» [с. 265].

Дискретно-сетевое видение природы позволили Р. Форману и М. Гордону сформулировать принципиальные основы ландшафтной экологии [Forman and Gordon, 1986]. Здесь, как и в работе [Круть, 1978], элементами ландшафта выступают территориально обозначенные объекты, а не отдельные компоненты природы, причем биота играет ведущую роль в ландшафте.

В процессе описания любой заданной системы дискретное множество ее состояний, или подсистем, возникает не как разбиение непрерывного пространства состояний или континуального членения на подсистемы (как теоретико-множественные процедуры), «а как фиксирование устойчивых и четко различаемых состояний или подсистем. Иначе говоря, системный подход не подразумевает априорной индивидуализации объектов» [Шрейдер, 1978, с. 77].

Нами в разделе 3 при анализе связи пространственных и временных интервалов оптимального замыкания ВБ геосистемы (рис. 3.5) выявлены *предпочтительные* области, где эта связь прослеживается, и области «*запрета*», где связь маловероятна. Это, очевидно, отражает принципиально дискретный характер относительно замкнутых водных циклов.

Дискретное, квантованное представление влагооборота в геосистемах на собственном уровне их движения в виде ИГП обуславливает построение их «точечных» моделей влагооборота, в свою очередь образующих системы (см. табл. 2.2, 2.3 и 3.1). Отсюда вытекает, что водный цикл с известной долей абстракции можно моделировать в виде движущихся условных "частиц", разворачивающихся в ВБ-узлы на определенных этапах процесса исследования [Гарцман, Шамо́в, 1991] (см. приложение 1).

Система понятий, подробнее раскрывающих концепцию специфического пространства-времени влагооборота, приводится в Приложении 2 диссертации.

4.1.4. Процессы ДЭБИСП: двуэкранные блуждания с изменяющимся стандартом приращений (по С.Г. Добровольскому)

Динамика системы на собственном уровне может быть обусловлена исключительно внутренними причинами / силами без необходимости допущения внешних форсирующих воздействий и наложения дополнительных условий. Некоторые несложные модели отражают особенности собственной динамики систем.

Эмпирическим путем, анализируя изменчивость параметров системы <гидросфера-атмосфера>, С.Г. Добровольский [2002] ввёл понятие и выявил интересные свойства особых стохастических процессов, которые были обозначены им как ДЭБИСП – двуэкранные блуждания с изменяющимся стандартом приращений. Эти процессы, по данным указанного автора, выражают следующие естественные особенности динамики многих географических (и нетолько) объектов, а именно:

- 1) свойство накапливать во времени случайные пульсации («память» процесса, внутри-рядная корреляция рядов суточного стока, по [Hurst, 1951]);
- 2) свойство этих пульсаций иметь тем бóльшую амплитуду, чем больше размеры исследуемого объекта;
- 3) существование практически у всех процессов и объектов верхнего и нижнего пределов их развития (ограничение системы сверху и снизу, см. раздел диссертации 2.2).

Оказывается, этих трёх, достаточно простых и естественных свойств геосистем вполне достаточно для того, чтобы объяснить нетривиальные особенности их функционирования в отношении влагооборота, не прибегая к гипотезам о сложных механизмах – обратных связях, нелинейности, внешнего (постоянного или периодического) воздействия (forcing processes) и т.п.

Математическое выражение процессов ДЭБИСП, по С.В. Добровольскому, чрезвычайно просто:

$$x(t) = x(t-1) + a(t) \quad (4.1)$$

$$x_H \leq x(t) \leq x_B \quad (4.2)$$

$$\sigma[a(t)] = \sigma_0 + c[x(t-1) - x_0] \quad (4.3)$$

Здесь $x(t)$ – временная последовательность случайных величин; t – дискретные значения времени; $a(t)$ – последовательность одинаково (для простоты нормально) распределенных случайных величин с нулевым значением среднего и отсутствием коррелированности во времени («белый шум»); x_H и x_B – некоторые постоянные величины, ограничивающие процесс $x(t)$ снизу и сверху

(«пороги», или «экраны»); $\sigma[a(t)]$ – стандарт белого шума (случайных приращений); σ_0 – некоторое начальное значение стандарта (постоянная величина); c – постоянный коэффициент; x_σ – постоянная величина.

Выражение (4.1), взятое без условий (4.2) и (4.3), представляет собой уравнение модели, известного под названием «дискретного винеровского процесса», или случайного блуждания. По С.Г. Добровольскому, если наложить на данный процесс ограничения снизу и сверху (4.2), в простейшем случае константы, и предположить, что стандарт случайных приращений процесса меняется в зависимости от значения самого процесса $x(t)$ (в простейшем случае линейно, как это представлено в уравнении (4.3)), то процесс $x(t)$ становится весьма нетривиальным.

С.Г. Добровольским [2002] показано, что в зависимости от начальных условий, постоянных c и x_σ в пределах определенных промежутков времени процесс $x(t)$ может иметь вид сегментов: 1) стационарного случайного процесса, 2) процесса с детерминированным трендом, 3) процесса с детерминированной составляющей (средним) в виде затухающего колебания, 4) процесса с детерминированной составляющей (средним) в виде логистической кривой.

Эксперименты также показали, что в случае наложения на $x(t)$ даже небольшого периодического сигнала, ДЭБИСП может во много раз усиливать его и создавать незатухающие колебания большой амплитуды (резонанс).

4.2. Неравновесность процессов влагооборота: проявление неоднородности водных масс в неоднородных геосистемах

По убеждению Ю.Г. Пузаченко [1983], равновесие в природе – это не термодинамическое равновесие, а взаимокompенсация (многоканальная компенсация) в данной системе одних процессов и элементов другими. Иными словами, относительная равновесность природных систем обеспечивается постоянным движением, оборотом (а точнее: системой оборотов) масс различных веществ (водных растворов и расплавов, газов, горных пород). Такое представление вытекает из того, что пространственно неоднородные системы формируют один из классов неравновесных систем [Эткин, 1991].

4.2.1. Круговорот воды, энергии и форм организации водных масс

Широко распространенное представление какого-либо географического объекта в виде некоторой области того или иного вещественного (вещественно-энергетического) континуума, очевидно, связано с общепринятым *ресурсно-вещественным* подходом к природной среде вообще. Богатства природы в известной мере интересуют человека в категориях массы, объема, тепла, полезной работы и т.п. «Традиционный подход, – пишет И.Н. Гарцман, – описывает способ существования исследуемых объектов, как правило, в таких терминах, как «круговорот вещества» (КВ) и «круговорот энергии» (КЭ), то есть описывает поведение гидросферы и ее ча-

стей, как правило, в плоской системе координат (КВ, КЭ). При этом исследуемый объект рассматривается как непрерывно распределенный в пространстве-времени (континуум), в силу чего традиционный подход может быть квалифицирован как *континуальное* направление в моделировании природных процессов» [1977, с. 4].

Признавая эвристическую силу традиционной (*термодинамической*) интерпретации природных явлений, вместе с тем, нужно признать тот факт, что в условиях анизотропной среды одни и те же количества вещества и энергии организуются в различные формы⁹.

Неотъемлемыми составляющими природного потенциала территории могут быть ландшафтное и биологическое разнообразие, красота ландшафта, пестрота и плодородие почвенного покрова и т.д., что непросто выразить в универсальных единицах – килограммах, киловатт-часах, рублях. Одна и та же масса воды может покоиться в одной обширной озерной чаше, а может быть «распылена» в сотнях или тысячах микропонижений рельефа в виде озерково-грядового комплекса верхового болота.

«Действительно, водяной пар, капли воды, облака – характерные формы организации водных масс в газовой оболочке Земли, капиллярные объекты, водяные линзы и пласты – типичные формы организации водных масс в толще почвогрунтов, а озера, водотоки – типичные формы организации водных масс на поверхности Земли – границе раздела атмосферы и литосферы. Важно подчеркнуть при этом, что в различных средах разные формы организации принимают, вообще говоря, одинаковые количества воды» [Гарцман, 1977, с. 4].

И.Н. Гарцман вводит понятие круговорота форм организации водных масс (КФ). При этом полагается, что форма организации вещества определяется его массой (КВ), количеством связанной энергии (очевидно, зависящей от степени насыщенности данной массой локальной среды – локального пространства) (КЭ) и свойствами водонасыщаемой среды, обозначенной U, то есть:

$$\text{КФ} = \text{КФ}(\text{КВ}, \text{КЭ}, U).$$

Таким образом, исследованиям подлежат морфологически дифференцированные (*квантованные*) объекты и закономерности преобразования одних форм организации водных масс в другие. Отсюда логически вытекает *морфогенетическое* направление моделирования явлений влагооборота.

⁹ Здесь уместно упомянуть мощный теоретический прорыв в биологии, осуществленный на основе термодинамики Э.С. Бауэром в 1930-е годы и получивший далее свое развитие в работах других авторов [Шноль, 2002].

Традиционное, *континуальное* описание объекта предполагает поиск такого формального преобразователя, оператора, который бы наиболее удачно согласовывал результаты наблюдений за внешними воздействиями на систему с наблюдениями за ее реакцией на эти воздействия. При этом в принципе не важно, известна или нет структура объекта, так как главное внимание уделяется характеристикам входа-выхода и структура выявляется исключительно из соотношений временных функций входа и выхода. Модель строится на основании *измерений*, то есть сразу в метрическом (физическом) пространстве-времени (см. табл. 4.1).

Таблица 4.1

Различия континуального и морфогенетического подходов (по [Гарцман, 1977])

Философская категория	Признаки различия	Континуальный подход	Морфогенетический подход
Материя	Объект (фрагмент объективной реальности)	Объект непрерывно распределен в пространстве-времени	Объект морфологически индивидуализирован (квантован в пространстве-времени)
Движение	Преобразование	Массо- и энергообмен	Преобразование форм организации вещества и энергии (морфогенез)
Пространство Время	Исходное представление	Метрическое	Топологическое

По мере поступления новой информации об объекте полученная таким образом модель трансформируется, ее параметры увязываются с новой информацией, и задача формулируется в основном в области техники вычислений. Морфогенетическое направление, морфогенетический подход (МП) нацеливает исследователя на изучение в первую очередь качественно-определенных, дискретных объектов, или материальных вещей-систем. При этом исследуется структура системы не в зависимости от временных функций входа и выхода, а исходя из топологических свойств того пространства, которое выступает в роли преобразователя», формирует определенные принципы, аксиоматику, от которой затем идет к измерениям.

В одной из наших публикаций [Шамов, 1990] показано, в какой степени традиционное континуальное направление в исследовании – континуальный подход (КП) отвечает системе основных принципов диалектической логики. Сделан вывод о существенном противоречии данного направления системному представлению объекта. Следует подчеркнуть, что в рамках

КП обычно исследуются *процессы*, а в рамках морфогенетического – *явления*. Нам думается, это принципиальное различие, которое вытекает из специфики рассмотрения объектной области. И.Н. Гарцман [1977] квалифицирует исходное представление модели объекта в рамках КП как метрическое, идущее от измерений, а в рамках МП – как топологическое, идущее от свойств пространства-преобразователя объекта.

Есть достаточное основание полагать, что объективная анизотропия водонасыщаемой среды порождает морфогенез водных тел благодаря объективному ограничению интенсивности взаимодействия этих тел выявленной конечной интенсивностью влагооборота c_w . При бесконечно большой интенсивности взаимодействия звеньев влагооборота принципиально не наблюдалось бы относительно стабильных морфологически различимых водных объектов в области взаимодействия, к примеру, водных и воздушных масс (облака, осадки), водных масс и зоны выветривания (реки, озера, болота, водяные линзы, водоносные горизонты).

4.2.2. Генетически различный сток

Методологическую ограниченность сочетания *лишь* двух принципов – принципа суперпозиции и принципа сохранения, широко применяемые в исследованиях явлений влагооборота, – можно продемонстрировать следующим образом.

Например, весьма распространено простое суммирование генетически неоднородных величин, количество которых в принципе может разрастаться в зависимости от степени требуемой/желаемой детализации [Мезенцев, Карнацевич, 1970; Булавко, 1971; Горчаков, 1983; Федоровский, 1985; Харченко, 1987]. Сведение ВБ за сутки не учитывает, «что сегодня стекают позавчерашние осадки, испаряются вчерашние, а сегодняшние не имеют отношения ни к тому, ни к другому. Уравнение за одни сутки, таким образом, представляют собой совершенно случайную комбинацию величин, из которой самой весомой выступает показатель аккумуляции, как раз, охватывающий рассматриваемые процессы... Влагозапас бассейна не что иное, как «бывшие» осадки, «будущие» сток и испарение, которые мы пытаемся еще раз учесть, причем измеряются они вместе и неадекватными этим процессам способами» [Гарцман, Шамо́в, 1991, с. 18]. Существенно то, что здесь описание *по скорости, интенсивности* сопоставимо с самим наблюдаемым явлением. Мы здесь не можем мгновенно и вместе с тем корректно отсеять состояние системы – точку в пространстве ее состояний.

В работе [Гарцман, Шамо́в, 1991] введено понятие простого ВБ-узла, описываемого трехчленным уравнением: «поступившая в некоторую область влага разделяется на два потока – гравитационный и парообразный». Элементарный узел в свою очередь выражается формулой: «приток равен стоку». Каждый простой ВБ-узел представляет собой модель объекта, для которого существует *свой* период влагооборота (естественного замыкания ВБ) с соответствующей

средствам измерения минимальной неопределенностью, выражаемой величиной соответствующего аккумулятивного члена. По мере сокращения временного отрезка замыкания ВБ относительно периода естественного замыкания «происходит не только уменьшение точности измерения отдельных членов, но и потеря смысла уравнения, ибо оно перестает отражать реальные изучаемые природные процессы. Путем разложения членов уравнения на составляющие (для тщательного учета воды в различных формах – *В. III.*) простой узел превращается в сложный. В результате этого указанные недостатки накапливаются, так как объединяется еще большее количество разнохарактерных, разновременных, независимых или, наоборот, сложно взаимодействующих процессов» [Гарцман, Шамов, 1991, с. 18].

В рамках излагаемой концепции для уменьшения пространственно-временного масштаба, очевидно, необходимо принять в качестве простого узла объект иного уровня функциональной организации – объект, для которого заданный уменьшенный масштаб будет являться естественным.

Эффекты, связанные с разновременностью и разной интенсивностью генетически связанных процессов, обычно описываются как гистерезисные явления, нелинейности связей элементов ВБ и пр. Эти эффекты усиливаются по мере возрастания несоответствия явления и «набрасываемой» на него рукой исследователя произвольной пространственно-временной сетки, то есть все отчетливей напоминают артефакты.

Неодновременность прохождения воды в различных звеньях влагооборота (локальных средах) означает неравновесность влагооборота и порождает при определенных условиях такой феномен, как контррегулирование, подробно рассмотренное Б.И. Гарцманом [2001, 2007] на примере формирования дождевого катастрофического паводка, когда наблюдается сработка некоторого влагозапаса с более высокой интенсивностью, чем происходило его накопление.

Методологическая интерпретация результатов Б.И. Гарцмана [2001], на наш взгляд, заключается в том, что при сверхкритическом процессе – в условиях некоторого избыточного насыщения системы вещественно-энергетическим (ВЭ) ресурсом – происходит быстрая мобилизация ВЭ-потенциала, предварительно накопленного в *ключевой подсистеме* системы¹⁰, за счет смены формы организации этого потенциала. Потенциал не «обеспечивает» функциональный элемент системы, а «превращается» в него непосредственно (своеобразная *сверхпроводимость*, описанная ранее применительно к атмосферным явлениям И.Н. Гарцманом [1976]). Так достигается мгновенное переключение системы в режим «аварийного» функционирования, ко-

¹⁰ Понятия «ключевая подсистема» и «функциональная подсистема» определены во 2-й главе диссертации.

гда переизбыток поступающего вещества-энергии сбрасывается путем очень быстрого наращивания функционального элемента системы за счет остальных ее частей.

Кратко рассмотрим такие феномены, как внутриобъемное (*докритическое*), поверхностное (*критическое*) и «провальное», внешнеобъемное (*сверхкритическое*) функционирование геосистемы в отношении протекающего в ней влагооборота.

Докритическое функционирование допускает огрубление модели – допущение квазиравновесности (мгновенного взаимодействия частей системы). Уровень насыщения водой системы низок настолько, что скорость распределения этого вещества лимитируется лишь проводимостью насыщаемой среды, то есть подчиняется термодинамическому закону диффузии.

Два последних случая – критическое и сверхкритическое функционирование – выявляют два механизма контррегулирования функции геосистемы.

1. Первый механизм имеет место при всяком превышении специфических динамических показателей функционирования. Он проявляется в виде превышения интенсивности функционирования v_{out} над интенсивностью прихода воды v_{in} только изредка, при наличии благоприятных условий. Максимальная величина дополнительно привлеченной воды на выходе системы за счет этого равна максимальному влагозапасу в ключевом элементе системы. Быстрая мобилизация ресурсов системы достигается за счет наполнения водой существующего функционального элемента системы, что приводит к резкому уменьшению времени прохождения «сигнала», т.е. напора из недр (ключевого элемента) системы к его внешнему, функциональному элементу. Внешний элемент при этом уже начинает резко разрастаться за счет внутренних областей системы.

2. Второй механизм происходит, по оценкам Б.И. Гарцмана, еще в десятки раз реже и практически трудно фиксируется современными системами наблюдений, однако объем дополнительно привлеченной воды может составлять при этом величину, на порядок превосходящую текущие влагозапасы в ключевом элементе системы ($v_{in} > v_{out}$). Это и есть своего рода «белая дыра», «изобильное» функционирование системы. При этом происходит резкий, скачкообразный физический рост функционального элемента и сброс воды происходит почти мгновенно, т.е. существенно быстрее, чем протекавшие до того процессы. Быстродействие, своего рода сверхпроводимость частей геосистемы определяет катастрофичность таких процессов.

4.2.3. Контррегулирование в процессах влагооборота

Рассмотрим точечную модель влагооборота в геосистеме, в алгоритм которой заложено включение механизма контррегулирования при определенной интенсивности воздействия на нее [Гарцман, 2001, 2007].

Напомним в кратком изложении, что геосистема раскрывается как 1) собственно систе-

ма: раскрытие структуры объекта, 2) надсистема своих подсистем: раскрытие иерархии объекта и 3) подсистема своей надсистемы: раскрытие генезиса объекта.

Собственно система состоит из двух основных подсистем – внешней, через который осуществляется функционирование системы как целого (*функциональная сеть*), и внутренней, где происходит пополнение и разделение влагозапасов различной степени связности (подвижности). Внешняя подсистема представлена совокупностью высших (вышей) форм организации системы, т.е. наиболее развитыми ее элементами. Процессы во внутренней подсистеме могут быть описаны в виде простого балансового узла: приход равен расходу через функциональную сеть и частичному возмещению потерь источника [Гарцман, Шамов, 1991].

Примерами такого элементарного, бинарного представления процессов водного цикла могут служить: русловая сеть и зона аэрации МРБ; влагозапасы в аккумулятивном А и прочих (преимущественно элювиальном В и иллювиальном С) горизонтах почвенного покрова [Соловьев, 1989]; влагозапасы в биотическом и абиотическом компоненте склона как эвапотранспирирующей геосистемы; запас воды в зоне гипергенеза (выветривания) и в зоне эндогенеза литосферы [Ковалевский, 1973] и др.

Для «средних» условий все процессы влагооборота в системе протекают в квазиравновесном режиме, для которого система в некоторой точке, замыкающей внешний элемент и систему в целом, описывается (из анализа большого объема эмпирических данных) следующими функциями [Гарцман, 2001]

$$Q = dW/dt = -k_1 W = dV/dt = -k_2 V^3. \quad (4.4)$$

Здесь Q является расходом запаса воды W во внешнем элементе и – в соответствии с условием квазиравновесности – расходом запаса воды V во всей системе.

ВБ емкости внутреннего элемента может быть описан системой уравнений:

$$dW/dt = -k_1 W + p(t), \quad dV/dt = -k_2 V^3 + h(t), \quad (4.5)$$

где $p(t)$ является функцией притока из емкости внутреннего в емкость внешнего элемента $G = V - W$; $h(t)$ – функция внешнего притока в систему (из надсистемы и подсистем) в емкость внутреннего элемента. Постоянные коэффициенты k_1 и k_2 характеризуют истощение обеих емкостей соответственно.

Решение системы уравнений (4.5) с учетом (4.4), при условии $h(t) = 0$ и $V = V_0$ при $t = t_0$ приводит к уравнениям динамики емкостей и потоков, которые при исключении t и принятии Q в качестве независимой переменной позволяют получить фазовый портрет системы.

Приток в ёмкость внешнего элемента $p(Q)$ имеет отрицательную величину при некотором $Q > Q_{кр}$ и быстро нарастает по абсолютной величине с ростом Q . Емкость внутреннего элемента G становится отрицательной в точке, где $W > V$ при вытекающем из соотношения (4.4)

сверхкритическом расходе запаса воды $Q_{скр} = \sqrt{27}Q_{кр}$.

Таким образом, при анализе движения воды в геосистеме, по Б.И. Гарцману, логичен вывод о существовании двух особых точек и двух сверхкритических режимов её функционирования.

Отрицательная емкость G в модели при $Q > Q_{скр}$ неприемлема по физическим соображениям. В *общем* случае следует признать недопустимым и отток – отрицательный приток $p(Q)$ – из внешнего элемента во внутренний. Но эта неприемлемость справедлива для *докритических* режимов функционирования, когда выполняются условия квазиравновесности (мгновенного действия).

При наложении на систему (4.5) условия $p(t) \geq 0$ необходим некоторый объем внешнего притока $h(t)$, минимальная величина которого находится путем решения системы (4.4)-(4.5) при условии $p(t) = 0$. Уравнения для $V(t)$, $W(t)$, $Q(t)$, $G(t)$ и $h(t)$ приобретают другой вид, но фазовый портрет системы при этом в целом не изменяется, лишь добавляется $h(Q)$. Форма кривой истощения при $Q > Q_{кр}$ определяется экспоненциальной зависимостью (левой частью из (4.4)) при условии $k_1 = (1-r)$, где $r = \min(Q_{i+1}/Q_i)$ – показатель истощения, а при $Q < Q_{кр}$ – степенной зависимостью (правой частью из (4.4)). Это означает, что при поверхностном режиме функционирования емкость внешнего элемента является свободной, а емкость внутреннего – связанной; при внутриобъемном режиме – наоборот. Данные выводы рассматриваются только применительно к первому сверхкритическому режиму в интервале расходов запаса воды от $Q_{кр}$ до $Q_{скр}$.

Физическая интерпретация выводов заключается в том, что при режиме поверхностного функционирования происходит быстрая мобилизация предварительно накопленного запаса воды. Общее количество воды во внутреннем элементе системы не уменьшается с ростом расхода воды и тем более не принимает отрицательного значения – происходит лишь быстрая смена форм организации воды, отражающая переход от неравновесного состояния в новое квазиравновесное состояние.

Подобную мысль можно найти у А.А. Богданова [1989], утверждавшего, что все природные процессы начинаются в равновесных состояниях, затем они проходят через многие промежуточные неравновесные этапы и приходят в новые равновесные состояния. При этом утверждается, что механизмы формирования этих динамических природных равновесий *аналогичны* друг другу.

Здесь уместно подчеркнуть отличие описания феномена контррегулирования от описания процессов в неравновесной системе с точки зрения термодинамики, когда система моделируется в виде большой совокупности однородных частиц. Но, вместе с тем, эти две модели роднит общий вывод о возникновении устойчивых неравновесных структур.

Действие механизмов контррегуляции, по всей видимости, влечет за собой *развитие* и общее *обновление* функционального элемента геосистемы, что обуславливает бóльшую эффективность этого элемента при функционировании системы *после* критического или сверхкритического воздействия (на профессиональном жаргоне ~ «прокачка», «промывка»).

В качестве иллюстраций можно привести процесс формирования катастрофического дождевого паводочного стока [Гарцман и др., 1993; Гарцман, 2001, 2008], а также кратковременную актуализацию потенциального плодородия мелкозалежных торфяно-болотных почв при их осушении и сельскохозяйственном использовании [Шамов, 1993, 1993а; Трансформация..., 1995] (см. главу 7 диссертации).

Можно предположить, что самоорганизация, саморазвитие геосистемы с точки зрения влагооборота происходит через последовательную цепочку контррегулирующих явлений-катастроф, которые в дальнейшем, по мере накопления воды и усложнения состояний системы служат своего рода переключателями режимов ее функционирования.

Для полноты анализа режимов взаимодействия частей системы, способной достичь уровня стокоформирования, уместно обратиться к опыту из области физиологии и психофизиологии [Нормальная физиология, 1999].

При «метаболическом» (нормальном, докритическом) режиме функционирования геосистемы все части с определённой конечной скоростью, но достаточно быстро взаимодействуют друг с другом. В критическом состоянии кооперативный эффект, очевидно, максимален. Обычно в этом случае мы имеем «нормальный» паводок, идентифицируемый первой модой на кривой плотности распределения расходов воды [Гарцман, 1993, 2008].

В сверхкритической ситуации, в частности, при переувлажнении речного бассейна, может происходить рассогласование, локализация реакций на внешние воздействия. Реакции могут быть адекватными в отношении силы внешнего воздействия на локальном суббассейновом уровне, а на общем, бассейновом – неадекватными, когда при незначительном, казалось бы, внешнем воздействии на них в виде привноса небольшого количества воды геосистема бурно реагирует, «сверхактивизируется», порождая наращивание структуры (мощности) и/или интенсивности (водности) функционального звена. Если проявленная неадекватность разрушительна, порождает крупные трансформации рельефа, подстилающей поверхности, то контррегулирование, вероятно, происходит по последнему, «изобильному» типу. Физический (и коммуникационный, в смысле скорости передачи сигнала) рост функциональных элементов обеспечивает гиперфункцию геосистемы как контррегулирующего объекта.

Переходя к локальным системам отсчета [Левич, 1986; Гарцман, 1990; Шамов, 1999; и др.], точнее: к собственным пространственно-временным координатам геосистемы, мы тем са-

мым добиваемся того, что неравновесность процессов влагооборота в ней как бы снимается, система ведет себя механично, просто, линейно, и соответственно феномены контррегулирования и регулирования сводятся к феноменам типа <воздействие – реакция>.

Подробнее такая общая зависимость свойств модели системы от постановки задачи обоснована в ряде наших публикаций [Шамов, 1998; Shamov, 2004; Шамов, 2006].

В частности, суббассейновая и бассейновая иерархическая структура земной поверхности выявляется путем комбинирования глобальной системы отсчета, привязанной к ведущему процессу системы <водные массы – МРБ>, и локальной, привязанной к текущему ее состоянию, или текущему процессу. Для области достаточного увлажнения (условно: лесной ландшафтной зоны) проведена общая типизация речных бассейнов в виде абстрактных структурно-функциональных моделей (нижняя часть табл. 3.1), которая изложена ниже.

4.3. Бассейновая организация континентального стока

Развитие геосистемного подхода в решении задач, связанных с водными циклами, опирается на основной постулат: «вода рассматривается как системообразующий элемент ландшафта, а также как лимитирующий фактор его развития и использования» [Антипов, Федоров, 2000, с. 16, 31]. Основной гипотезой здесь следует признать утверждение, что речной сток выступает интегральным показателем всех водно-балансовых изменений, присходящих в бассейновой системе [Федоров, 2007].

Высшей формой организации водных масс в ландшафтно-экологической оболочке, как уже отмечалось, выступает регулярный сброс избыточной влаги, который в системе <водные массы – тропосфера – зона выветривания> проявляется в виде сети постоянных речных потоков (см. табл. 2.1). В понятии речной бассейн сосредоточены все этапы становления (формы организации) гидросферы как системы континентальных водных масс, при этом каждый предшествующий этап в снятом, преобразованном виде включается в последующий.

Бассейновые геосистемы рассматриваются как основная форма интеграции геосистем суши, в пределах которых существует естественная взаимосвязь и взаимозависимость природных процессов, а также существенные экологические связи [Тарасов и др., 2008].

Речные бассейны, согласно убеждению В.Н. Калякина [1986], не только арены экогенезов сукцессионных систем, наиболее динамичных биосферных процессов, – именно здесь формируются и развиваются новые структурные единицы биосферы, эволюционируют все компоненты наземных систем, протекает деятельность человека и его взаимодействие с биосферой.

Современная бассейновая концепция в природопользовании опирается на ряд принципов, впервые отчётливо сформулированных Л.М. Корытным [2001, 2017], а именно:

- речные бассейны – наиболее распространенные на поверхности суши природные

комплексы,

- в границах речного бассейна оптимально замыкаются основные природные вещественные и энергетические циклы, в замыкающем створе – поток вещества-энергии интегрально отражает процессы в бассейне,
- речной бассейн представляет собой интегральную природно-хозяйственную систему,
- речной бассейн – саморегулирующаяся, парадинамическая и парагенетическая система,
- гидрографическая и водораздельная сеть речного бассейна – наиболее строго иерархически упорядоченная сеть планетарных вещественных потоков, что позволяет рассматривать ее как ключ к систематизации знаний о различных природных процессах,
- речные бассейны можно рассматривать как специфические социально-экономические структуры в картографируемом пространстве,
- роль бассейновой организации водных масс возрастает в связи с растущей ценностью водных ресурсов и значения водного фактора социально-экономических явлений (включая те, которые проявляются в форме геополитических противоречий).

Бассейновая организация водных масс порождает (транслируется в) гомоморфные ей структуры в других вещественных компонентах ландшафта (см. главу 1 диссертации).

В современной литературе бассейновая теория (catchment theory) признается в качестве интегрирующей отрасли знаний о континентальных водах [Придня, Ромашин, 2003; D'Avanzo, 2004; Sivapalan, 2005] и, более того, в последние годы вырастает в самостоятельную междисциплинарную «бассейновую науку» (catchment science) [Neal and Clarke, 2007].

В системе 'гидросфера – атмосфера' относительная симметрия между бассейновой организацией суши и атмосферными структурами реализуется через циклы тепла и влаги. Анализируя схематический обобщённый спектр¹¹ атмосферной изменчивости, которая приблизительно соответствует локальной изменчивости температуры воздуха в умеренной зоне [Добровольский, 2002], можно увидеть, что спектральные пики сгруппированы преимущественно в пределах четырёх частотных интервалов, каждый из которых, очевидно, связан с определенным циклическим процессом (рис. 4.2).

Отчетливо выделяются суточные, синоптические, годовые и многолетние циклы атмосферной изменчивости, которые соответствуют специфическим водным циклам в системе 'гид-

¹¹ Спектр (спектральная плотность) может интерпретироваться как распределение энергии по частотам [Добровольский, 2002].

росфера-атмосфера' и, как это показано в главе 3 диссертации и ниже, связаны с бассейновой организацией поверхности суши – в рассматриваемом случае в зоне достаточного увлажнения. Промежуточные "зоны" спектра, где спектральная плотность низкая (в пределах $10^1 - 10^2$), представляются как нехарактерные, маловероятные циклы влагооборота в данной системе, которые не имеют отчетливой пространственной организации.

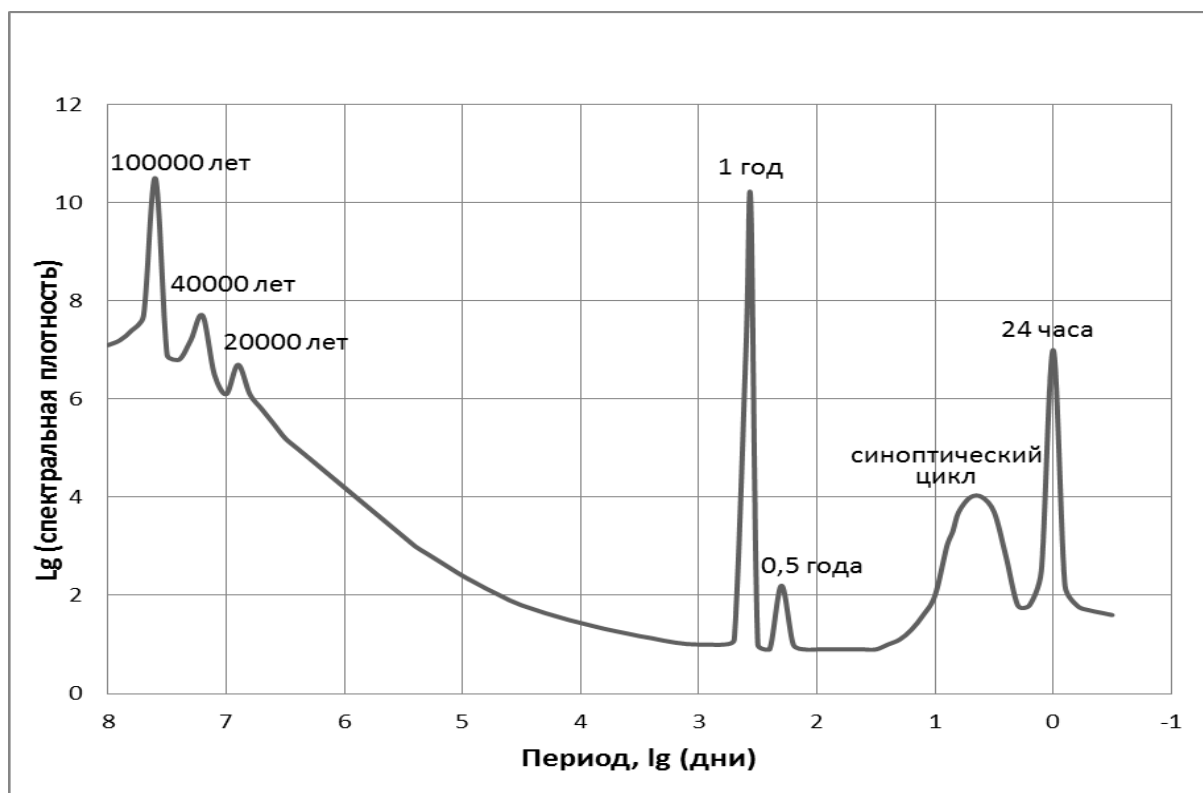


Рис. 4.2. Схематический спектр атмосферной изменчивости (по [Добровольский, 2002]).

В работе Дж. Митчелла [Mitchell, 1976] характеризуемый выше спектр представлен более детально и дополнен анализом пространственных масштабов атмосферных колебаний. Показано, что суточные атмосферные колебания в наибольшей мере (существенно) отражаются на линейных масштабах не более 100 км, а к синоптическому циклу наиболее чувствительны линейные масштабы более 100, но не более 1000 км.

Согласно Т.Ф. Stocker [1999], атмосферные колебания 3–15-летней периодичности наиболее типичны для линейных масштабов около 1000 км, а вековые – характерны для глобальных линейных масштабов.

В соответствии с типовыми моделями $M_{сф}^*$ сток реализуется через систему малых, средних и больших речных бассейнов. По мнению А.Н. Антипова [1986], в литературе понятия малого, среднего и большого бассейна еще нуждаются в четком определении; наиболее принято деление бассейнов по площади, длине русловой сети, порядкам реки, времени добегания и проч. В связи с этим, изложенные ниже формулировки могут рассматриваться как вариант определения

указанных понятий исходя из специфики процессов приповерхностного влагооборота.

4.3.1. Малые речные бассейны

В пределах геосистем, определяемых как малые речные бассейны, **МРБ**, происходит формирование речного стока, выступающего наиболее ценной для человека частью водных ресурсов. Речной сток выступает здесь как ведущий процесс системы МРБ в форме ее функционального элемента – русловой сети (см. раздел 2.4). Функциональная структура МРБ исследована с системных позиций в ряде работ [Гарцман, 1990; Гарцман, Шамов, 1991; Гарцман и др., 1993; Гарцман, 2001, 2007] и подробно раскрыта выше, в разделе 2.4.1 диссертации. Подчеркнем, что во временном отношении МРБ наиболее полно реализуется через *паводочные циклы* [Гарцман, 1993; Гарцман и др., 1993], отражающие как правило синоптические циклы атмосферного увлажнения.

Малые речные бассейны образуют сплошную зону формирования водных ресурсов [Карасёв и др., 2000] или стокоформирующих комплексов [Виноградов, 1988; Федоров, 2007]. В области достаточно-избыточного увлажнения (в частности в бореальной и суббореальной зонах) для этой зоны характерны:

- наибольшее количество атмосферных осадков,
- относительно высокая дренированность территории,
- хорошо развитая сеть низкопорядковых водотоков,
- высокие модули и коэффициенты стока,
- наибольшая степень естественной зарегулированности стока,
- малое время руслового и склонового добегаания,
- интенсивная русловая и склоновая эрозия,
- малая мощность и высокая проницаемость покровных отложений,
- широкое распространение трещинных подземных вод, обеспечивающих основной объем речного стока,
- малая мутность и минерализация естественного стока.

В указанной зоне формируется основная по объему и наилучшая по качеству доля водных ресурсов, сбережение которой следует рассматривать как важнейшую водохозяйственную задачу. Площадь водосбора МРБ в умеренной зоне достаточно-избыточного увлажнения ограничивается снизу величиной 0,8–1,2 км², сверху – 1–2 тыс. км².

4.3.2. Средние речные бассейны

Ведущим процессом реальных средних речных бассейнов, **СРБ**, характеризующихся площадью водосбора преимущественно в пределах 10–40 тысяч км² (см. разд. 3.1.6), при среднем их увлажнении выступает совокупность процессов водообмена между их подземными и

поверхностными бассейнами, представляющая собой крупномасштабный аналог эвапотранспирации. К этим процессам следует отнести подземное питание водотоков, разгрузка и питание трещинных вод (в зонах экзогенной трещинноватости горных пород) и трещинно-жильных вод (в зонах разломов и оперяющих их зонах повышенной трещинноватости), пополнение и разгрузку подземных аллювиальных вод.

Вертикальный водообмен между реками дренируемыми ими водовмещающими горными породами, согласно Б.Л. Соколову и В.О. Саркисяну [1981], является широко распространенной формой связи речных и подземных вод в пределах межгорных и предгорных впадин, ярким проявлением чего выступает неоднократный переход речного стока в подрусловой и обратно. Показатели связи речных и подземных вод (водообмена между подземными и поверхностными бассейнами) в горно-складчатых областях закономерно изменяются с высотой местности. Эта связь в целом становится более тесной по мере понижения высоты рельефа, вследствие чего в формировании динамики подземного стока в реки увеличивается роль режима речных вод.

Современные исследователи справедливо указывают на недооценку участия подземных вод в формировании речного стока [Кулаков, 1973; Федоровский, 1985; Соколов, 1996; Зуев, 2003; Kirchner, 2003]. Взаимодействие атмосферных осадков, подземных вод и речной сети «можно выразить в виде последовательности: дождь → инфильтрация атмосферных осадков → усиление подземного стока → активизация разгрузки подземных вод в речных долинах → подъем уровня и снижение температуры воды в реках. Начало подъема уровня, практически совпадающее с началом дождя, отвечает «нулевой» глубине залегания подземных вод в поймах речных долин. Соответственно максимальный уровень правомерно увязать с моментом достижения осадками зеркала грунтовых вод на водоразделах, после чего вовлеченными в «работу» по передаче напоров оказываются все участки подземной гидравлической системы» [Зуев, 2003, с. 28].

Можно предполагать приуроченность среднего речного бассейна к одной гидрогеологической структуре (латеральной гидрогеологической системе, по К.П. Караванову [1996]). Предварительный анализ гидрогеологических структур Восточной Сибири и Дальнего Востока показывает, что размеры СРБ примерно соответствуют размерам гидрогеологических массивов, вулканогенных гидрогеологических бассейнов и межгорных артезианских бассейнов [Гидрогеология СССР, 1971; Мерзлотно..., 1984; Болдовский, 1994]. Тем не менее, данный вопрос требует более глубокого и детального изучения.

Собственная динамика СРБ в среднем укладывается в годовые циклы, т.е. измеряется гидрологическими годами, границы которых, как известно, строго не фиксированы устойчивыми календарными датами. При этом в горных верховьях таких бассейнов время полного водо-

обмена грунтовых вод измеряется, по сведениям В.С. Ковалевского [1973], чаще всего от нескольких месяцев до одного года (*гидрогеологический цикл*). Это указывает на синхронность динамики стока СРБ и полного цикла приповерхностных грунтовых вод в горной части данных бассейнов.

СРБ, таким образом, выступают объектами преимущественно *стокотрансформирующими* и, по всей видимости, приурочены в замыкающих створах к зоне транзита водных ресурсов, убедительно выделяемой, в частности, для Приморского края [Карасёв и др., 2000]. По данным авторов указанной работы, в пределах этой зоны расположены средние участки долин средних и крупных рек, служащие своеобразными каналами передачи поверхностного стока из горной территории на равнину. Реки при этом меняют свой облик с горного на равнинный, их долины расширяются, в русловом процессе появляются меандрирование и многорукавность. В долинах начинают развиваться консервативные формы организации водных масс (старичные озера, пойменные болота), а отдельные паводки могут принимать вид наводнений. Для транзитных ландшафтов характерны:

- малая скорость эрозии и формирование мощных кор выветривания (на выположенных участках имеет место формирование покровных глин и суглинков мощностью от 3 до 15 м),
- наибольшая относительная пропускная способность русел рек,
- наименьшая длина элементарного водотока,
- наивысшая повторяемость поверхностного стокообразования,
- развитие линз поровых подземных вод в рыхлых отложениях (более всего в аллювиальных),
- временные водотоки и овражно-балочная сеть как преимущественная форма первичной дренажной гидрографической сети.

Характерная годовая динамика СРБ может рассматриваться также и как последовательность *вегетационных циклов*, определяющих сезонную динамику эвапотранспирационного потока, наиболее отчетливо выраженную для внетропических физико-географических зон и муссонных областей. При этом в начале такого цикла происходит постепенное накопление влаги, связываемой биотой, и рост интенсивности эвапотранспирации по мере роста притока тепла, достигающей максимума в середине лета. Далее прирост биомассы как правило сменяется процессами ее отмирания, а приток тепла ослабевает, приводя к снижению интенсивности эвапотранспирации до минимума в середине зимы.

4.3.3. Большие речные бассейны

Известно, что бассейн Амура, имея площадь водосбора более 2 млн. км², простирается в четырех широтных физико-географических зонах [Никольская, 1972]. Речные бассейны, пре-

восходящие по площади одну климатическую область (атмосферно-циркуляционную зону – по Н.Н. Иванову), уже не удовлетворяют понятию СРБ и требуют иного функционального определения как больших речных бассейнов, **БРБ**, характеризующихся площадью водосборов порядка 300–1000 тыс. км² и более.

Речных бассейнов, имеющих наиболее выдающиеся размеры, на планете Земля не так много. В современных источниках приводится перечень из 38 крупнейших рек мира, выделяемых по следующим критериям – нижним границам: площади водосбора 800 000 км²; длине реки 2500 км; среднему расходу воды 7500 м³/с и годовой величине твердого (растворенного и нерастворенного) стока 100 млн. т [Large rivers..., 2007]. Подавляющая часть этих речных бассейнов разгружается в окраинные моря и приурочена к областям достаточного и избыточного атмосферного увлажнения.

В качестве основной функции БРБ в условиях их нормальной увлажненности выступает, вероятно, паро-капельный обмен в области, включающей мощную подземную часть (вероятно, зону гипергенеза*) с водоносными и водоупорными горизонтами [Основы гидрогеологии..., 1982; Сорокина, 2005], а также, по-видимому, обширный объем тропосферы. Последний представляется существенным элементом рассматриваемой системы, обеспечивающим телеконнекцию обширных континентальных областей с центрами действия атмосферы и океаническими структурами [Julian, Chervin, 1978; Напрасников, 2003; Попова, Шмакин, 2003; Kingston et al., 2006; Vecchi et al., 2006; Cook et al., 2008].

Понятие БРБ отражает функциональное единство вод, постоянно циркулирующих через подземные геоструктуры и толщу атмосферы, в пределах которых происходит дифференциация вод на все известные формы их организации. В качестве лимитирующего на передний план в этих процессах выходит, очевидно, термический фактор – тепло недр земли и инсоляция, хотя есть некоторые сведения об участии в процессах влагооборота также и иных форм энергии недр [Бороздич и др., 1983; Михайлов, 2002].

Поскольку средний годовой сток можно рассматривать как климатическую величину, отражающую характер атмосферной циркуляции на данной территории, то представляет интерес зависимость коэффициента корреляции годового стока различных рек северного полушария от расстояния между центрами тяжести их бассейнов, рассмотренная в работе Г.П. Калинина [1968]. При расстоянии, приближающемся к 1000 км, коэффициент корреляции снижается до

* По А.И. Перельману (1968), под зоной гипергенеза понимается верхняя часть земной коры, в которой миграция химических элементов протекает в условиях низких температур и давлений (близких к таковым на земной поверхности), преимущественно при участии живого вещества и воды.

0,2 и далее связь практически исчезает, что указывает на полную климатическую разобщенность больших речных бассейнов с линейными размерами около 1000–2000 км.

Сказанное выше дает основание говорить о данном объекте как объекте *климатоформирующем*, в пределах которого, в частности, происходит регулярная трансформация влагонесущих воздушных масс в форме **климатических циклов**. Примечательно, что размеры БРБ соизмеримы с масштабами атмосферных синоптических колебаний, называемых волнами Россби-Блиновой и составляющих порядка 10^3 км на суше [Монин, 1982], а также синоптическими вихрями, размеры которых оцениваются в $2\text{--}3\cdot 10^3$ км [Семенов, 2013]. Отражением климатических циклов в речных системах выступают многолетние циклы водности: выделяются 25–40-летние циклы для рек Сибири и Дальнего Востока [Иванов, 1972], 30–40-летние циклы для рек Аргентины [Waylen et al., 2000], 10–40-летние циклы для европейских рек [Шмакин, Попова, 2003; Sakalauskiene, 2003], 50–60-летние и 200-летние циклы водности европейских рек [Lyubishin et al., 2003]. В этих и других [Dettinger and Diaz, 2000; Milly and Dunne, 2002; Xue et al., 2005, и др.] публикациях многолетние циклы стока так или иначе связываются с изменениями атмосферной циркуляции, температурой поверхности моря, глобальной температурой приземного слоя воздуха и другими процессами, связанными с притоком тепла.

На рис 4.3 для ряда рек северо-востока КНР показано изменение внутрирядной связности в зависимости от длины ряда (10 и 20 лет).

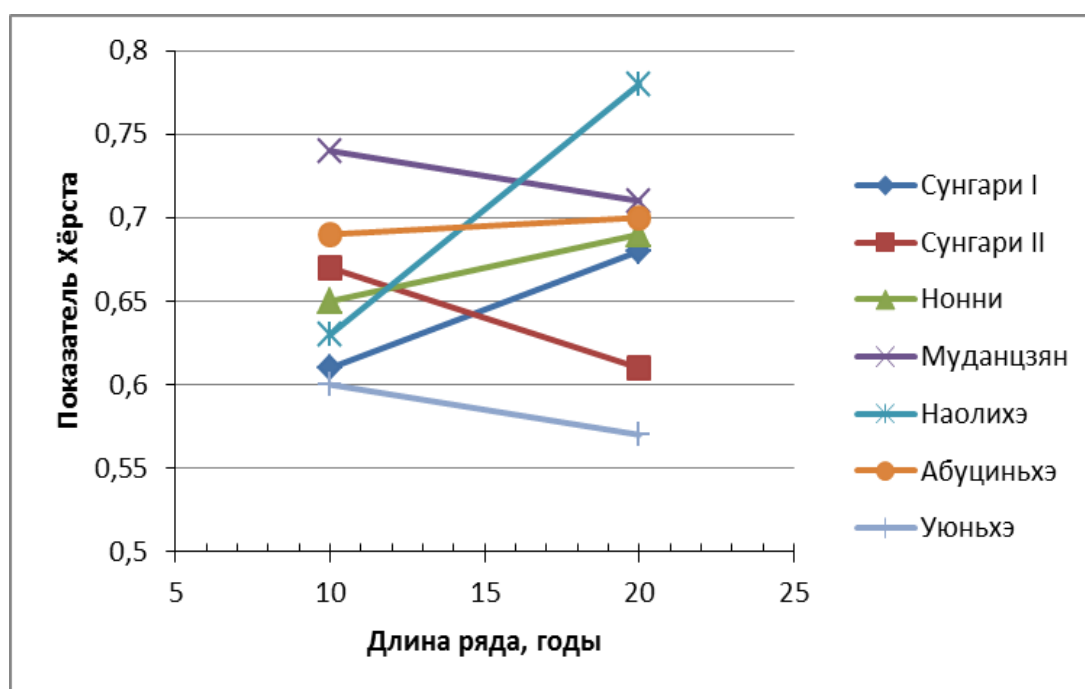


Рис. 4.3. Зависимость степени внутрирядной связности (показателя Хёрста) от длины ряда. Многолетние ряды годового стока рек КНР (бассейн р. Амура). Характеристика исходных данных приводится в таблице 4.2.

Мера внутрирядной связности ("памяти бассейна", цикличности стока) рассчитывалась в виде экспоненты Хёрста по непрерывным рядам наблюдений (месячным расходам воды) с помощью программного комплекса Avtosignal v1.6, который обеспечивает фильтрацию, обработку и анализ сложных сигналов (рядов наблюдений) с помощью интерактивных графических инструментов.

Таблица 4.2

Мера связности стока (экспонента Хёрста), H , для рядов месячных и годовых расходов воды некоторых рек северо-восточного Китая

Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Период наблюдений, лет	H для ряда суточных расходов	H для ряда месячных расходов	H для ряда годовых расходов
Сунгари I	Харбин	304015	1899-1948	< 0.84	0,84	0,94
Сунгари II	Харбин	304015	1953-1987	< 0.55	0,55	0,73
Нонни	Далай	221700	1953-1987	< 0.68	0,68	0,93
Муданцзян	Чанцзянтунь	35880	1955-1987	< 0.70	0,70	0,94
Наолихэ	Цайцуйцза	20556	1957-1987	< 0.82	0,82	0,95
Абуцинхэ	Даймучан II	672	1957-1987	< 0.67	0,67	0,85
Уюньхэ	Дунфэн	2234	1959-1987	< 0.66	0,66	0,91

Из графика на рисунке 4.3 следует, что для больших с естественным режимом (Сунгари I, Нонни) характерно возрастание внутрирядной связности ("цикличности") при возрастании длины ряда от 10 до 20 лет, т.е. для них более типична многолетняя цикличность. То же справедливо и для средних рек, водосборы которых почти целиком являют собой заболоченную равнину (Наолихэ). В верховьях р. Муданцзян с 1960-х гг. функционирует водохранилище Цзинбоху, а в верховьях р. Сунгари в 1950-е годы было построено водохранилище Сунхуаху. Появление значительных регулирующих ёмкостей на крупных реках снижает многолетнюю внутрирядную связность стока. Для малых рек (Абуцинхэ, Уюньхэ) удлинение ряда либо пренебрежимо мало сказывается на внутрирядной связности, либо снижает её.

Здесь необходимо кратко пояснить процедуру анализа, проведённого выше [Шамов, 2012]. Известно, что характер колебаний водности рек отличен от случайного гауссовского: гидрограф можно представить как случайный процесс со сложной памятью и сложным характером распределения [Найденов, 2004; Долгоносков, Корчагин, 2007; Scafetta and West, 2004], т.е. последующий во времени расход воды в той или иной мере связан с предыдущими. Эффект памяти назван по имени британского климатолога Г. Хёрста, впервые описавшего его для р.

Нил [Hurst, 1951]. Продолжительность и повторяемость генетических фаз стока на реках ("цикличность стока") определяет внутреннюю связность, коррелированность, самоподобие рядов расходов воды. Показатель масштабирования самоподобия ряда переменных в качестве удобной меры устойчивости статистического явления называют показателем (экспонентой) Хёрста. Для случайного гауссовского процесса, обозначаемого обычно как «белый шум», указанный показатель равен 0,5, тогда как для широкой совокупности природных катастрофических процессов он существенно превышает 0,5 («черный шум») и указывает на сильную корреляцию соседних элементов ряда [Turcotte, 1994; Шредер, 2005]. Последнее обстоятельство означает, что абсолютная величина накапливаемого по времени отклонения от математического ожидания растет существенно быстрее, чем при обработке ряда независимых переменных. Иными словами, в природе экстремальные события (не только связанные с водными циклами) более вероятны, т.е. происходят чаще, чем это ожидается от перебора чисто случайных величин в рамках обычных стохастических моделей [Skiena, 2007].

В таблице 4.2 приводятся оценки показателя Хёрста для многолетних рядов наблюдений на некоторых реках бассейна Амура в зависимости от временного разрешения исходных данных. Практически во всех случаях этот показатель превышает 0,5, причем для годовых расходов внутрирядная связность превышает таковую для месячного стока.

Для БРБ обязательно наличие в них зоны аккумуляции водных ресурсов в той форме, как она подробно охарактеризована применительно к условиям Приморья в работе [Карасёв и др., 2000]. Иными словами, зона аккумуляции, морфологически выраженная как комплекс равнинных ландшафтов, выступает как функциональный элемент БРБ, обеспечивающий ведущую функцию последнего. Основными чертами данной зоны являются:

- большая мощность рыхлых отложений и тяжелый механический состав почв,
- слабая естественная дренированность территории,
- периодическое переувлажнение и склонность к заболачиванию,
- низкие модули и коэффициенты стока,
- высокая неравномерность стока,
- формирование слабовыраженных речных долин, очень широких изрезанных пойм,
- относительно малая емкость речных русел.

По данным В.С. Ковалевского [1973], в равнинных районах с широко развитой дренажной сетью полный водообмен осуществляется в пределах одного-двух десятков лет, а в слабод-

ренированных районах (зона аккумуляции водных ресурсов) – несколько десятков лет¹². Учитывая несовершенство дренажной сети, а также неоднородность строения водовмещающей толщи, такой водообмен характеризуется неравномерной динамикой. Наиболее быстро обмениваются верхние части потока грунтовых вод (при сравнительно однородном строении горизонтов) и в наиболее проницаемых прослоях, условиям которых соответствует верховодка или грунтовые воды торфяных болот, широко распространенных на равнинах крупных рек внетропических зон.

Так как БРБ представляет собой геосистему, в пределах которой влагооборот закономерно включает зоны формирования, трансформации и концентрации стока, в пределах данного бассейна происходит замыкание *эрозионного цикла*, представляющего собой всю совокупность процессов денудации и аккумуляции. Эрозионный цикл, таким образом, выступает как гомоморфным выражением и, следовательно, индикатором водного цикла в БРБ, так и естественной временной единицей последнего.

Если в качестве индикатора стадии эрозионного цикла оперировать состоянием системы «водный поток – русло» – типом руслового процесса [Карасев, Гарцман, 2002], то русловая и пойменная многоруканность и соответствующее ей преобладание аккумуляции характеризует зону концентрации стока в пределах речной долины БРБ. Деление русла на рукава и отсутствие типичных излучин указывает на низкую устойчивость речных русел [Маккавеев, Чалов, 1986] и характеризует сток как дополнительную (*неосновную*) функцию, о чем подробнее сказано чуть ниже.

Функциональное выделение БРБ, подобных бассейну Амура, Енисея, Амазонки или Нила, может иметь также выраженную геоструктурную подоплёку. Имеется ряд публикаций, где приводятся основания для такого утверждения [Кулаков, 1986; Худяков, 1989; Large rivers..., 2007; Иванов, Винник, 2009]. Так, по данным А.П. Кулакова [1986], крупнейшие речные системы на востоке Азии – Амура, Лены, Алдана, Колымы и других рек – формировались в пределах мегаморфоструктур центрального типа в позднем мезозое – кайнозое, причем рисунок гидрографической сети контролировался в основном глубинными радиально-концентрическими разломами. Имеются сведения, что обобщенные структуры речных долин Кавказа, Прибайкалья, Поволжья контролируются крупными разломами различного возраста, типа и ранга [Корытный, 2001]. Крупные геоструктуры (геомассы) континентального масштаба, такие как щиты Индий-

¹² При этом полное возобновление подземных вод в зоне активного водообмена происходит в горноскладчатых районах в среднем за 110 лет, в платформенных районах – за 160 лет [Зверев, 2001, 2011].

ский (дренируемый Индом и Брахмапутрой), Североамериканский (дренируемый Рио-Гранде и Миссисипи), Амазонский, Африканский (дренируемый Конго, Замбези, Оранжевая) и Австралийский (дренируемый системой р. Мюррей), граничащие с основными глобальными компрессионными поясами, осуществляют контроль пространственного простираания бассейнов указанных рек и их возраст [Large Rivers..., 2007].

Некоторыми исследователями [Зоненшайн, Савостин, 1989] отмечается, что:

- бассейн Амура целиком «вписан» в Амурскую литосферную плиту, охватывающую также восточную часть бассейна Байкала и бассейн Японского моря;
- системы крупнейших рек Европы, Средней и Северо-восточной Азии расположены в пределах Евразийской плиты;
- система р. Янцзы «контролируется» Китайской плитой;
- система р. Хуанхэ – Китайской плитой и Ордосской микроплитой;
- система р. Меконг – преимущественно Индокитайской плитой;
- реки Инд и Ганг текут в краевой зоне Индийской плиты.

Приведенные большие речные бассейны приурочены к мегаморфоструктурам центрального типа, организованных, согласно выводам В.В. Соловьева, в толще земной коры и мантии – геоконов [Кулаков, 1986].

Согласно [Large rivers..., 2007; Иванов, Винник, 2009], в соответствии с принципами тектоники континентальных плит БРБ могут быть по генезису и морфологии распределены по трем основным группам:

- 1) бассейны, контролируемые зонами контакта континентальных плит (Ганг, Брахмапутра, Инд, Меконг, Янцзы и др.);
- 2) бассейны, контролируемые рифтовыми зонами (Рио-Гранде, Миссисипи, Конго, Нил);
- 3) бассейны, контролируемые кратонами (Парана, Оранжевая, Замбези, Миссисипи, Маккензи, Юкон, Дунай, Мюррей, Волга, Лена, Енисей, Обь, Колыма, Амур).

Последний тип бассейнов включает крупные глубинные линеаменты – морфоструктуры, приуроченные к внутриплитным зонам концентрированной деформации [Пущаровский, Трифонов, 2012]. Вероятно, благодаря этим структурам происходит разгрузка избыточных запасов воды в сложной форме поверхностного и подземного стока (табл. 1.2, уровень 9).

В настоящее время тектоническую и климатическую обусловленность функционирования и развития БРБ следует рассматривать совместно, как взаимодополняющие аспекты. Орогенез и орографические атмосферные осадки, вызывающие интенсивную эрозию, – явления тесно взаимосвязанные. Воздымание гор приводит к возрастанию атмосферного увлажнения верховий рек и, следовательно, усилению денудации, которая уменьшает массу горных пород и

способствует дальнейшему горообразованию в силу изостатического эффекта [Ходжес, 2006; Large rivers..., 2007]. Развитие денудации порождает расширение и углубление речных долин, формирование мощных многослойных аллювиальных толщ и аккумулятивных форм рельефа.

Более того, в частности, в зонах активного орогенеза, связанного со столкновением тектонических плит, выявляются горизонтальные потоки различных флюидов из нижних слоев земной коры, которые в конечном счете устремляются к выходу на дневную поверхность по системе разрывных нарушений [Ходжес, 2006]. Такие «долгоиграющие», поддерживаемые систематической сильной эрозией экструзии определённо должны сопровождаться высвобождением связанной в породе воды и включением ее в приповерхностный влагооборот.

Анализируя связь климатических колебаний и геотектоники, С.Я. и В.Я. Сергины [1987] приходят к выводам о климатической (космотермической) обусловленности чередования фаз рифтогенеза и орогенеза в крупных субконтинентальных масштабах.

Тектоническое воздымание осадочных бассейнов, согласно выводам В.Е. Глотова [2008], закономерно приводит к постепенному разрушению артезианских бассейнов (АБ) и формированию, в конечном счете, гидрогеологических массивов, приуроченных к горным образованиям. Такая эволюция сопряжена с последовательной разгрузкой порово-пластовых резервуаров АБ начального развития, трещинно-порово-пластовых резервуаров АБ устойчивого развития и трещинно-пластовых резервуаров АБ полного развития, что сопровождается развитием соответствующей дренажной сети. Тогда можно утверждать, что орогенез в данных условиях обуславливает, в частности, неклиматическое – геологическое – возрастание водоносности территории, развитие эрозионных процессов и формирование свежих терригенных отложений в зоне аккумуляции стока.

Сложение климатоформирующих функций больших речных бассейнов придает их обширнейшим объединениям (т.е. **океаническим бассейнам**) глобальный, *гидросфероформирующий* характер. Эта *совокупная* функция необходимо включает, с одной стороны, процессы поступления эндогенной и космогенной воды в гидросферу Земли и, с другой, – потери воды на фотолит, геохимическое связывание, увлажнение биосферы и др. [Орлёнок, 1997]. В частности, указанным автором рассчитана средняя величина интенсивности поступления воды в пределы гидросферы, которая составляет $0,35 \text{ км}^3/1000 \text{ лет}$, или в пересчете на поверхность планеты – около $7 \cdot 10^{-6} \text{ мм/год}$. Это в принципе составляет незначительную величину в сравнении со средним годовым объемом атмосферного увлажнения поверхности планеты – 1130 мм [Будыко, Соколов, 1974], но, очевидно, значимую величину в геологическом масштабе времени – десятков–сотен млн. лет [Зверев, 2011].

Нужно подчеркнуть, что речь идет о гидросфере – одной из земных оболочек, под кото-

рой понимаются все химически не связанные планетарные воды в трех агрегатных состояниях, простирающиеся вглубь минимум до верхней мантии¹³ и до высоты тропопаузы [Посохов, 1981]. В верхней мантии, согласно выводам И.А. Федосеева [1975], в условиях высокой температуры и давления параллельно процессам разложения молекул воды непрерывно происходит их синтез, а выше тропопаузы (на высоте около 15 км от поверхности земли) молекулы воды подвергаются фотодиссоциации – разложению под действием космической радиации.

Для больших речных бассейнов, по убеждению автора, сток не является их ведущей функцией. Это постольку, поскольку обменные процессы с гидросферой можно рассматривать, с одной стороны, в рамках геологических дисциплин (например, с учетом развития понятий термобарических флюидогенных и термобарохимических гидрогеологических систем [Караванов, 1996]), а с другой – с позиций глобального фотохимического и биохимического расщепления и/или синтеза молекул воды.

Здесь уместно напомнить о гипотезе зарождения протожизни в устьевых зонах рек – мелководных эстуариях [Бернал, 1969; Глейзер, Нусинов, 1985], либо в обширных мелководных внутриконтинентальных озёрах, аккумулирующих сток крупных рек бессточных областей [Berkner, Marshall, 1965; Заварзин, 2001]. Обоснование такой гипотезы может прямо или косвенно указывать также на очевидную *биосфероформирующую (биосферовоспроизводящую) функцию* БРБ. На мелководьях низовий крупнейших рек происходит регулярное осаждение тонкодисперсного взвешенного материала (направленная аккумуляция), на поверхности частиц которого в результате адсорбции органических молекул может происходить полимеризация последних и, таким образом, предвечать ранние формы репликационных механизмов, отличающих живое от неживого [Глейзер, Нусинов, 1985].

Характеризуя бассейновую организацию континентальных водных масс, следует еще раз подчеркнуть, что при уровне увлажнения, отклоняющемся от среднего, может наблюдаться временный «структурно-функциональный сдвиг» – собственно динамика (см. раздел 4.1). Гео-системы БРБ в условиях переменного увлажнения функционируют как трансформаторы воздушных масс, выполняя при этом *погодоеформирующую* функцию. Следует обратить внимание на механизм саморегуляции: контрастность климата порождает систематические отклонения увлажнения от среднего, а положительное отклонение, т.е. переувлажнение подстилающей поверхности, в свою очередь, систематически накладывает отпечаток на свойства воздушных масс, т.е. климатические свойства территории.

¹³ По обобщенным данным К.П. Караванова [1998] в расчет следует включать астеносферный слой мантии, содержащий флюиды (смеси воды и газов) и мономерные молекулы воды.

Выводы к главе 4

В настоящей главе автор изложил атрибутивную концепцию организации влагооборота в геосистемах, опирающуюся на признание специфических масштабов времени и пространства как атрибутов движения воды вдоль инвариантно-генетической последовательности формирования стока (высшей формы влагооборота на суше). Данное движение может быть описано и как непрерывное и как дискретное в зависимости от уровня его рассмотрения.

Исследователь может в общем случае использовать разные часы-линейки – пространственно-временные шкалы – в зависимости от решаемой задачи для данной геосистемы в отношении водного цикла. Но при этом нужно учитывать, что существует собственное время геосистемы – собственный, характеристический цикл, или время, измеряемое идеальными часами, т.е. часами, "мировая линия" которых совпадает с данной кривой. Мировая линия влагооборота – такая траектория движения геосистемы, когда возникает так называемый горизонт событий – процессов влагооборота, который мешает получению сигнала о движении, сигнал перестает быть регулярным, сплошным, а движение воспринимается как прерывающееся, в виде квантовых «скачков» (см. прил. 3). Наличие собственных часов и линеек предполагает, что любая геосистема имеет собственный порог разрешения, ниже которого она теряет свою сущность, целостность и может моделироваться сплошной средой, для описания которой успешно применяются уравнения математической физики.

Анализ состояний водных масс требуют включать в рассмотрение динамику их форм (морфогенез), принципиально дискретный процесс на собственном уровне движения геосистемы в соответствии с естественными внутренними порогами ее водонасыщения. Учет различных состояний системы в процессе стокоформирования предполагает их неравновесный характер и использование нелинейных моделей их динамики. Различные формы водных масс по линии ИГП стока в частности реализуются в виде иерархии речных бассейнов, выделяемых в соответствии с их специфическими функциями. В данной главе дано описание этой иерархии применительно к зоне умеренного климата с достаточным увлажнением.

В рамках бассейнового подхода в географических исследованиях справедливо следующее положение развиваемой в настоящей диссертации концепции пространственно-временной организации влагооборота в геосистемах: **взаимообусловленность специфических пространственных и временных масштабов влагооборота в ландшафтной оболочке выступает критерием иерархической суббассейновой и бассейновой организации стока, которая включает малые, средние и большие речные бассейны, различающиеся по структуре и основному процессу.**

5. ВЗАИМОУСЛОВЛЕННОСТЬ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ И ВРЕМЕННЫХ МАСШТАБОВ В ПРОЦЕССАХ ГЛОБАЛЬНОГО, РЕГИОНАЛЬНОГО И ЛОКАЛЬНОГО ВОДНОГО ЦИКЛА

5.1. Проявления усиления динамики глобального влагооборота при меняющемся климате

Интенсификация глобального влагооборота, наблюдаемая в виде тенденции роста удельных количеств воды во всех его звеньях, – а именно испарения, дренируемого стока и осадков, – является предметом пристального внимания и научных дискуссий в связи с анализом и прогнозом глобальных изменений [Клиге, 1980, 1985; Dai et al., 1998; Allen, Ingram, 2002; Yang et al., 2003; Gedney et al., 2006; Huntington, 2008; Li et al., 2008]. Вместе с тем, остается нерешенным вопрос о том, каким образом она определяет текущую динамику системы глобального влагооборота, регистрируемую наблюдениями. С точки зрения масштабных эффектов, подробно описанных в главе 1, рост интенсивности водного цикла анализируется в настоящем разделе с учетом опубликованных результатов многочисленных исследований.

Уточним, во избежание разночтений, что удельное количество воды в заданном звене влагооборота понимается далее как объем (или масса) воды, приходящийся на единицу времени на единицу площади, Q . Рост глобальной приземной температуры указывает на увеличение притока тепла к поверхности Земли, сопровождающееся ростом испарения, осадков и стока, но до определенного предела, за которым при дальнейшем потеплении сток сокращается [Клиге, 1980]. Прирост удельного количества воды в гидросфере может быть оценен, к примеру, в виде обобщенной величины прироста суммарного годового речного стока за период с 1960 по 1994 гг. [Gedney et al., 2006], а именно $0,25 \text{ мм/год}^2$. При этом ошибка этой оценки в доверительном интервале 90 % по отдельным регионам (Европа, Южная Америка) может достигать 100 % и более, что указывает на повышение общей вариации стока [Milly et al., 2005; Tett et al, 2007], вероятно, связанной с изменением температурного фона.

Согласно изложенной концепции возрастание удельного количества воды в относительно замкнутой системе, в виде которой в известной мере можно представить географическую оболочку, должно привести в целом к определенному расширению пространственно-временных масштабов динамики этого количества воды. В этом случае величина c_w в выражении (3.1) (см. раздел 3.2) должна возрасти. Подчеркнем, речь идет о сравнительно резком повышении значимости, важности, вероятности гидрометеорологических событий более крупного («грубого») пространственно-временного разрешения, что позволяет расценивать это как возможный переход гидроклиматической системы к иному квазистационарному состоянию с преимущественно меньшей «частотной» динамикой и, как ожидается, большей амплитудой (рис. 5.1). При этом мы полагаем, что условие стационарности общепланетарного геофизического фона, которое

позволяет допускать оптимальную скорость влагооборота c_w величиной постоянной, может нарушиться.

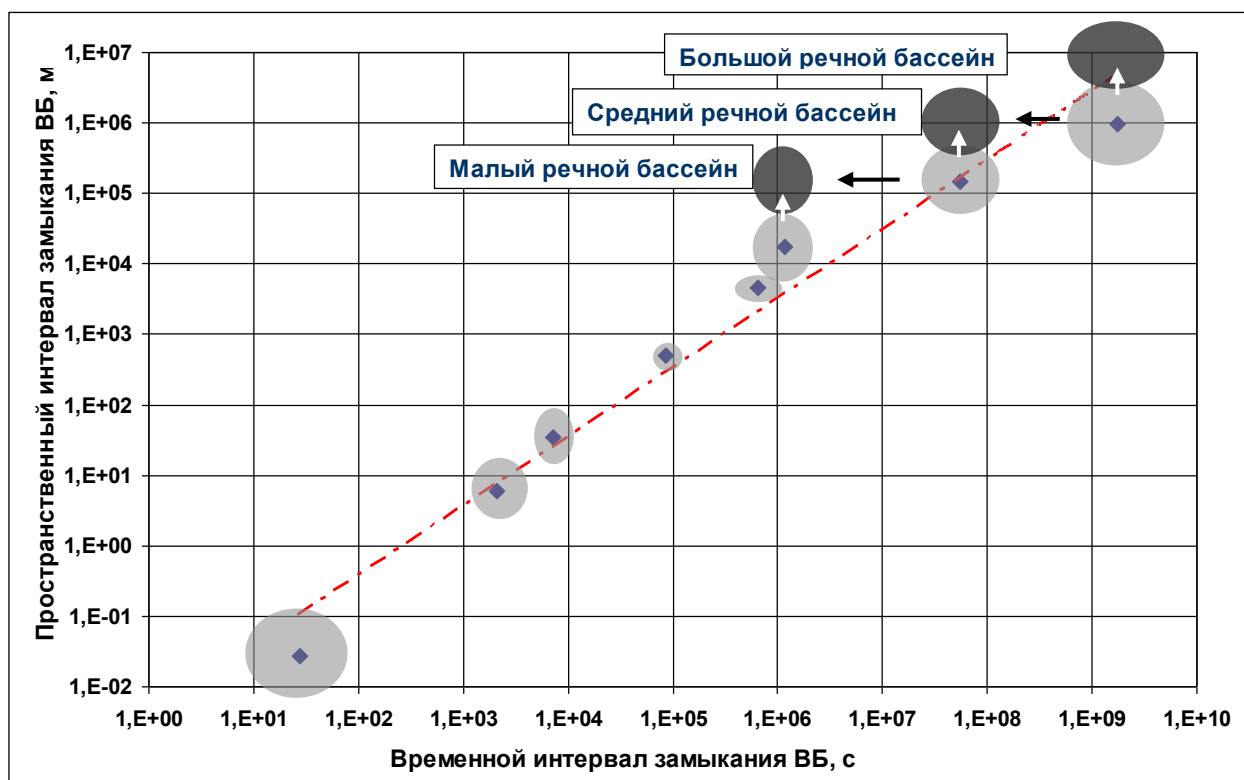


Рис. 5.1. Вероятный климатически обусловленный сдвиг соотношения пространственных и временных интервалов замыкания ВБ геосистем в зоне достаточного и избыточного увлажнения. Три темно-серых пятна характеризуют предполагаемое соотношение интервалов в условиях роста интенсивности влагооборота.

5.1.1. Усиление атмосферной циркуляции и рост зоны активного влагооборота

Сказанное означает, во-первых, что частицы воды должны в среднем проделать более длинный путь за более продолжительное время, сделав ландшафтно-экологическую оболочку более тесно взаимосвязанной и взаимообусловленной. Усиление крупномасштабной атмосферной циркуляции, наблюдаемое после 1976 года [Trenberth et al., 2005], а также выявление крупномасштабных атмосферно-океанических “мостов” в последние два десятилетия [Trenberth et al., 2007; Попова, Шмакин, 2003] могут служить существенными проявлениями этого процесса, вероятно, уже неоднократно имевшего место в прошлом [An, 2000; Gasse, 2000].

Во-вторых, активный влагооборот становится преимущественно более «толстым», захватывающим (активирующим) в среднем более глубокие слои земной коры и океана и более высокие слои атмосферы. Признаками этого могут, к примеру, являться зарегистрированный подъем тропопаузы в среднем по планете на 200 м за период с 1979 по 2001 год [Santer et al., 2004], рост содержания водяного пара в стратосфере со скоростью 1 % в год за период 1954-

2000 гг. [Rosenlof et al., 2001], а также возрастающая роль глубинных океанических масс в меридиональной термохалинной циркуляции, поведение которой связывается с процессами в тропосфере (так называемые осцилляции) и стратосфере [Levitus et al., 2000; Clark et al., 2002; Pierrehumbert, 2002; Rahmstorf, 2002] и с ростом объема притока пресных вод [Stocker, Wright, 1991]. С другой стороны, приходят в движение «законсервированные» в толще мерзлотных пород и континентальных льдов источники воды, которые вовлекаются в современный глобальный влагооборот [Oerlemans, 2005; Alley et al., 2005; Дзюба, Зекцер, 2011], будучи сравнительно недавно, до «парниковой эпохи», говоря языком физики, за горизонтом глобальных гидрометеорологических событий. При этом наблюдается тенденция роста деятельного почвенно-грунтового слоя в приполярных областях северного полушария [Nelson et al., 2001; Yang et al., 2002]. Темпы такого роста оцениваются в разных местах как не менее 10 см/10 лет, при этом температура верхнего 30-см слоя почвы каждые 10 лет возрастает на величину 0,1-0,5°C [Дзюба, Зекцер, 2011].

5.1.2. Рост вероятности экстремальных событий редкой повторяемости

В-третьих, по отношению к уже сформировавшимся пространственно-временным структурам человеческого расселения и хозяйствования в целом становятся более значимыми крупномасштабные гидрометеорологические процессы, которые приобретают характер катастрофических, что означает, иными словами, повышение вероятности ранее низковоероятных экстремальных событий в ландшафтах (см. раздел 5.1).

Проявления этого характеризуются следующим образом.

1. Наблюдается общая тенденция увеличения частоты, длительности, площади и глубины затопления пойм рек во время дождевых паводков, что вызвано преимущественно как ростом интенсивности глобального атмосферного увлажнения в целом, так и ростом интенсивности отдельных дождей / снегопадов [Knox, 2000; Allen, Ingram, 2002; Milly et al., 2002; Wisner et al., 2004; Trenberth et al., 2007; Koirala and Gentry, 2012]. Так, например, для последней четверти XX века за счет нарушения стационарности процессов стока для 7 из 8 паводковых событий на 16-и крупных внетропических реках (с площадью водосбора более 200 000 км² и с периодами наблюдений минимум 30 лет) прежде 1-процентная вероятность наступления этих событий достигла 3,5 %, а для более коротких периодов наблюдений (для более недавних событий) расчеты показали «значительный рост» частоты паводков, характеризующихся «стационарной» обеспеченностью 0,5 % [Milly et al., 2002];

2. С другой стороны, с 1970-х гг. во многих регионах – особенно в Африке, Северной Америке, Европе, Центральной и Восточной Азии, восточной части Австралии – выявлено нарастание в среднем длительности и площади засух, которые приобретают сезонный и даже

многолетний характер, на фоне роста амплитуды их временной изменчивости [Gregory et al., 1997; Dai et al., 1998; Verschuren et al., 2000; Trenberth et al., 2007];

3. Одновременно увеличивается в среднем длительность лимитирующих (меженных, маловодных) периодов на реках, безусловно повышая риск загрязнения/отравления пресноводных и окраинно-морских экосистем и обостряя проблемы речного транспорта, водоснабжения и продовольственного снабжения;

4. В связи со всем этим для обеспечения водной безопасности населения принципиально и остро повышается необходимость создания многоцелевых водохозяйственных систем с более высокой степенью регулирования стока (степенью надежности), что в принципе требует эффективных расчетов и значительных капиталовложений.

5.1.3. Рост вероятности крупномасштабных сдвигов в экосистемах

В-четвертых, как закономерное следствие активизации глобального влагоэнергооборота, следует ожидать возрастания значимости крупномасштабной пространственно-временной динамики и, судя по ряду признаков, вероятности существенных изменений в наземных и морских экосистемах. Сложно вычленить эту связь из множества обусловленных глобальными изменениями сложных отношений в экосистемах – в первую очередь вызванных изменениями биогеохимических циклов, но тем не менее, наблюдаются и прогнозируются крупномасштабные изменения типа растительного покрова на фоне роста продуктивности фитосистем [Cramer et al., 2001; Notaro et al., 2005]. Имеются также убедительные результаты исследований крупномасштабных (макрорегиональных) изменений сообществ растений и животных [Fronzek et al., 2012; Schweiger et al., 2012], фенологические сдвиги и инвазии, связанные с глобальными климатическими изменениями [Parmesan and Yohe, 2003]. Также прогнозируется климатически обусловленное пространственное перераспределение и сокращение численности видов у большого числа позвоночных и беспозвоночных животных в ряде регионов [Erasmus et al., 2002].

Учитывая сказанное, можно говорить о существенном возрастании в целом пространственно-временных специфических размеров, масштаба явлений влагооборота относительно масштаба унаследованных структур ландшафтов и экосистем, с одной стороны, и разрешающей способности – плотности – сети гидрометеорологических наблюдений, с другой. Это проявляется в виде роста неустойчивости и существенного изменения ландшафтных структур, сильной нелинейности и изменчивости процессов формирования жидкого и твердого стока и, следовательно, выражается в повышении природных и техногенных рисков в устоявшейся практике природопользования (включая строительство и эксплуатацию инженерных сооружений, сельское и лесное хозяйство, энергетику, транспорт).

Последнее обстоятельство имеет чрезвычайно важное значение с точки зрения обеспе-

чения безопасности населения во многих аспектах и заслуживает специального анализа и серьезной постановки комплексных теоретических и экспериментальных исследований нестационарности и нелинейности гидроклиматических и геодинамических процессов. Учитывая сказанное, уже недостаточным, хотя вполне справедливым и актуальным, представляется одна из общих рекомендаций, высказанная на международном симпозиуме «Вода и улучшение жизни человека в будущем» (Киото, 2006) в адрес лиц, принимающих решения, – нужно быть готовым к росту колебаний гидрометеорологических характеристик в коротких и средних масштабах времени [Lawford, 2006].

Появившаяся в ноябре 2011 года предварительная оценка нарастания погодных и связанных с ними рисков, сделанная в специальном докладе Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК) (<http://www.ipcc-wg2.gov/SREX/>), подтверждает наши выводы. Так, в частности, экспертами утверждается, что интенсивные дожди стали *более обычным* явлением по сравнению с 1950-ми годами. На ближайшие годы прогнозируется дальнейшее учащение сильных осадков и связанных с ними наводнений, т.е. сокращение периодов времени между ранее маловероятными гидрометеорологическими событиями. Также указывается на повышение вероятности температурных максимумов, что может вызывать частые сильные засухи.

5.2. Гидрогеохимический отклик на климатические изменения в больших речных бассейнах на границе криолитозоны

Гидрохимическая индикация процессов формирования стока рек положена в основу выявления пороговых эффектов в многолетней динамике стока на больших бассейнах, в пределах которых, как было изложено в разделе диссертации 3.3.3, климатические колебания играют определяющую роль. В настоящем разделе работы показано изучение поведения общего растворенного железа в качестве природного индикатора (трассера) гидроклиматических изменений в бассейне Амура [Шамов и др., 2014].

Уровень содержания различных форм железа в природных водах является предметом исследований в различных его аспектах. С точки зрения водоснабжения значительные концентрации этого широко распространенного биогенного элемента ухудшают качество воды и требуют специальных технологий водоподготовки. Растворенное железо – активный агент в биогеохимических циклах морских экосистем: большой объем его поступления с речными водами обеспечивает большую биопродуктивность [Martin and Fitzwater, 1988]. Гидроклиматическая интерпретация данных о динамике железа в речных водах применительно к бассейну Амура, расположенному на границе криолитозоны Евразии, выполнена нами впервые [Shamov et al., 2008; Шамов и др., 2014].

К настоящему времени выявлено, что доля растворенной формы железа в водах Нижнего Амура колеблется в пределах 40–70 % от общего, в водах притоков Амура – 30–80 %, при этом реки с высокой долей равнинных заболоченных участков их долин характеризуются постоянным преобладанием растворенных форм железа [Матюшкина и др., 2006; Shibata et al., 2007].

5.2.1. Аномальное поведение растворенного железа в реках Амура

Многолетний мониторинг качества поверхностных вод, проводимый Дальневосточным управлением гидрометеорологической службы РФ, выявил резкое возрастание и последующее снижение концентрации и стока растворенного железа в Амуре и его притоках во второй половине 1990-х годов (рис. 5.2 и 5.3) [Onishi et al., 2008; Shamov et al., 2008; Onishi et al., 2010].

Отбор проб воды на химический анализ производился на постах сети Федеральной службы гидрометеорологического мониторинга не реже 1 раза в месяц с одновременным измерением расхода воды. Растворенное железо определялось колориметрическим методом с 1,10-фенантролином после фильтрования проб воды через фильтры Whatman GF/F и закисления HCl до $pH < 2$. Методика определения общего растворенного железа, принятая в системе Росгидромета, изложена в РД 52.24.358-2006 [Руководящий..., 2006].

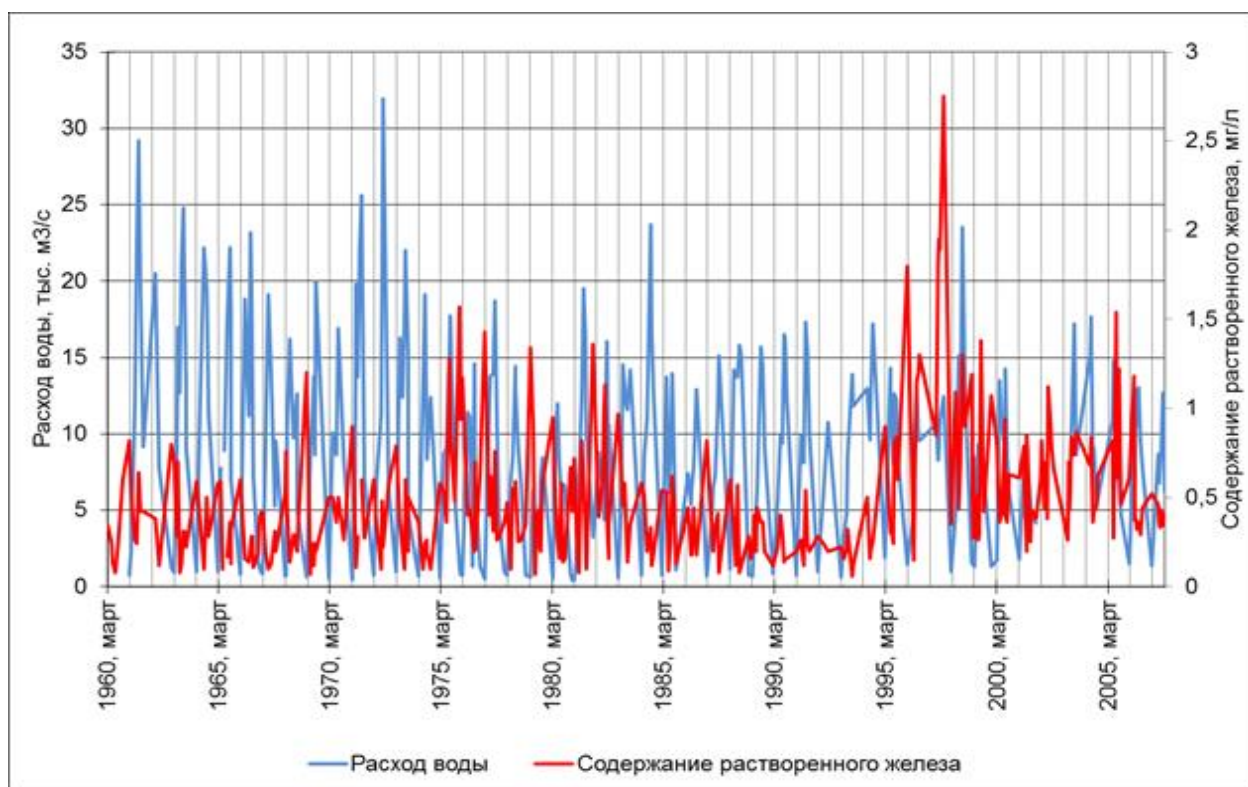


Рис. 5.2. Многолетняя динамика стока воды и содержания растворенного железа в воде р. Амур у г. Хабаровска в 1960-2006 гг. Отбор проб воды производился в среднем 1 раз в месяц.

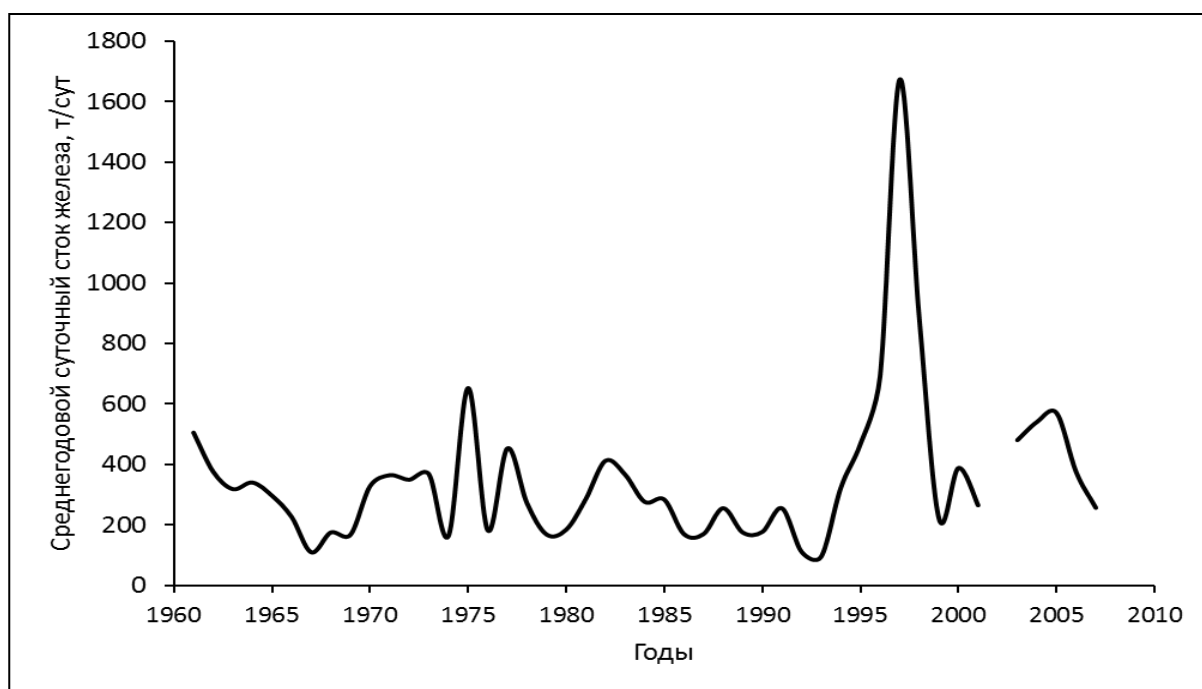


Рис. 5.3. Многолетняя динамика среднегодового суточного стока растворенного железа у г. Хабаровска в 1960–2007 гг.

Из графиков на рис. 5.2 и 5.3 можно увидеть, что измеренные срочные концентрации железа в Амуре у г. Хабаровска с 1975 до 1994 года испытывали тенденцию к снижению, колеблясь в пределах 0,18–0,68 мг/л, а водность реки практически не связана с концентрациями – небольшой вынос железа со стоком Амура целиком определялся низким уровнем содержания этого элемента в воде. Затем последовал резкий рост содержания железа, достигнув в 1997 году среднего уровня 1,85 мг/л и завершившись к 1999 году падением до уровня 1970-х гг. – 0,63 мг/л. При этом если в 1970–1980-е годы концентрации железа, превышающие 1,0 мг/дм³, регистрировались, как правило, в зимний лимитирующий период (ноябрь–март), то во второй половине 1990-х гг. высокие концентрации железа наблюдались как в зимний, так и в паводковый летне-осенний периоды. При этом значимой связи водности и концентрации железа в российских реках системы Амура не обнаружено.

"Скачущее" поведение железа в Амуре определено связано с динамикой концентрации указанного элемента в водах амурских притоков. В таблице 5.1 приводятся некоторые сведения о годовой динамике железа в водах рек Амурской области. Они свидетельствуют о резком росте концентрации этого элемента (в 2–6 раз) в 1996–1997 гг.

При этом, согласно данным Амурского областного комитета по экологии, годовой объем сбросов сточных вод, сильно загрязненных соединениями металлов (в том числе железа), в Амурской области снизился с 0,678 до 0,567 м³/с.

Среднегодовое содержание растворенного железа (мг/дм³)
в реках северного Приамурья в 1995–2000 гг.

Река - пункт	1995	1996	1997	1998	1999	2000
Амур – г. Благовещенск (1 км выше города)	0,20	1,39	1,11	0,53	0,56	0,49
Амур – г. Благовещенск (5 км ниже устья р. Зеи)	0,28	2,35	2,25	1,80	0,91	0,70
Зея – г. Благовещенск (1 км выше города)	0,43	1,17	0,90	0,41	0,83	0,77
Тында – г. Тында (1 км выше города)	0,27	0,51	1,17	0,55	0,83	0,35
Бол. Пера – г. Шимановск (0,5 км выше города)	0,66	2,47	2,65	1,29	1,36	1,24
Томь – г. Белогорск (1 км выше города)	1,13	1,49	1,31	0,96	1,14	1,15
Селемджа – с. Усть-Ульма (в черте села)	0,54	0,45	1,30	0,81	0,93	0,56
Бурей – пгт Новобурейск (1 км выше поселка)	0,67	0,91	1,16	0,79	0,73	0,79
Амур – г. Хабаровск (5 км выше города)	0,58	1,03	1,85	0,83	0,63	0,56

5.2.2. Источники и миграция железа в бессейнах рек системы Амура

Имеющиеся к настоящему времени сведения о формах и поведении железа в бассейне Амура позволяют проанализировать источники и пути его поступления в нижний участок реки, простирающийся от г. Хабаровска до устья.

Для бассейна Амура в целом характерен горный рельеф с широкими межгорными впадинами. По долинам рек развиты пойменные и надпойменные аккумулятивные террасы. Климат района континентальный, с влиянием муссонов в летнее время. В горно-складчатом обрамлении межгорных впадин развиты терригенно-осадочные отложения, вулканогенные и интрузивные образования различного возраста – от архея до кайнозоя. Чехол впадин сложен мезозойскими и кайнозойскими слаболитифицированными и рыхлыми терригенными и угленосными отложениями озерно-аллювиального генезиса.

Бассейн Амура в силу обширной его площади (более 2 млн. км²) состоит из различных ландшафтно-геохимических областей, дренируемых системами подземных и речных потоков, в частности, различающихся по концентрации железа. Основными источниками железа в подземных и поверхностных водах Амурского бассейна считаются железосодержащие минералы почв и горных пород таежных территорий [Труфанов, Караванов, 1973; Yoh, 2004]. Высокая подвижность железа в бассейне Амура обусловлена формированием кислого (фульватного) гумуса в горно-таежных почвах и торфообразованием, а выщелачивание железа из минералов и миграция этого элемента происходит в составе тонкодисперсных фракций почв и осадочных пород и в виде суспензий [Иванов, 1976; Аржанова, Елпатьевский, 2005; Матюшкина и др.,

2006]. Подавляющую долю растворенного железа в водах притоков Амура в пределах пойменных расширений составляет «органическое» железо (органо-минеральные комплексы) [Shibata et al., 2006].

Регулярное избыточное увлажнение почв в межгорных впадинах бассейна Амура создает условия для образования подвижных соединений железа. Сочетание переувлажнения с инфильтрацией атмосферных осадков обуславливает миграцию этих соединений по профилю почв и в более глубокие водоносные горизонты, в том числе в поровые растворы слабопроницаемых суглинистых пород. Бесспорно, скорость такого просачивания на порядки ниже проницаемости подстилающих пород в горных ландшафтах. В пределах артезианских бассейнов юга Дальнего Востока выявлено значительное нарастание содержания двухвалентного (закисного) железа в грунтовых и напорно-грунтовых водах вниз по рельефу [Труфанов, Караванов, 1973]. Содержание двухвалентного железа в почвенно-грунтовых водах под торфяной залежью изменяется в пределах 20–60 мг/дм³, а интенсивность заболачивания территории определяет в целом темпы накопления закисного железа в подземных водах [Архипов, Кулаков, 1979]. При этом в пределах заболоченных равнин разгрузка обогащенных железом аллювиальных вод в русло Амура происходит в незначительных количествах, что нами эпизодически наблюдалось в конце зимней межени в районе хабаровского "водного узла". Наши оценки вероятной разгрузки аллювиальных железистых вод в русло Амура в пределах Среднеамурской низменности (от Хинганского до Комсомольско-Киселевского сужения) показали в многолетнем разрезе незначительные – в пределах 0,1% – потери стока на русловую инфильтрацию, т.е. фактически отсутствие значимой разгрузки.

Мы утверждаем, что богатые гуминовыми кислотами торфяно-болотные воды обеспечивают лишь небольшую долю содержания железа в водах транзитных рек в силу их незначительной роли в формировании речного стока Амура и его основных притоков в теплые периоды года. В частности, по оценкам И.Г. Мещенина [1989], среднемноголетний (в 1950–1980-х годах) сток с обширных болотных массивов Среднеамурской низменности, занимающих около 13 тыс. км², составлял 228 мм/год, или 94 м³/с. Доля этого стока в годовом стоке Амура у г. Комсомольска-на-Амуре (северо-восточный край Среднеамурской низменности), таким образом, составляет менее 1 %.

Частое иссушение болот Приамурья в теплые периоды года позволяет заключить, что они формируют сток весной при близком залегании водоупорной поверхности сезонной мерзлоты и при наличии достаточных снеготопливных запасов, а также летом в периоды летне-осенних муссонных дождей, способствующих быстрому переувлажнению торфяных отложений, преимущественно маломощных (мощность их редко превышает 1 м). Преобладающая часть естественных

болот расположена в пределах долины Амура ниже по течению Хабаровска, тогда как болота, расположенные выше (равнина Санцзян, КНР, Ханкайская низменность, южная часть ЕАО и Амурской области), в основном подверглись сельскохозяйственному освоению и к настоящему времени практически утратили естественный запас гумуса и подвижного железа [Chi et al., 2007; Ganzey et al., 2007].

Малозначимая роль болот как источников железа в Амуре отчасти подтвердилась российско-японскими экспедиционными исследованиями в августе 2006 г., в результате которых установлено повышение притока растворенного железа в Амур в горных сужениях в 2–2,5 раза по отношению к пойменным расширениям [Nagao et al., 2007]. Фактически в пойменных расширениях Амура приток железа обеспечивается небольшим количеством изобилующих растворенным железом малых рек, водосборы которых расположены целиком или в значительной мере в пределах заболоченных аккумулятивных равнин [Shibata et al., 2007].

Учитывая, что значительную долю стока притоков Амура составляют подземные воды, разгрузка которых происходит в верхних частях бассейнов этих рек [Кулаков, 1991; Соколов, 1996], можно заключить, что в качестве основных источников железа в воде Нижнего Амура и его притоков следует рассматривать почвы и породы горно-таежных ландшафтов – Al-Fe-гумусовые подбуры, Al-Fe-гумусовые лугово-лесные и горно-луговые почвы, оглеенные подбуры, а также горно-тундровые глеевые почвы [Аржанова, Елпатьевский, 2005]. Болота амурских равнин медленно поставляют двухвалентное железо преимущественно в нижележащие грунтовые и напорно-грунтовые воды, разгрузка которых в Амур в его нижнем течении и его крупные притоки происходит в весьма незначительном объеме. Более того, по нашим оценкам, основанным на стандартных наблюдениях ДВ УГМС, на участке Амура от с. Помпеевка в Хинганском сужении до г. Комсомольска-на-Амуре в среднем за многолетие теряется около 1% стока.

5.2.3. Зейское водохранилище и содержание железа в р. Зее

В первые годы после заполнения ложа водохранилищ может отмечаться многократный рост средней годовой концентрации железа за счет его выщелачивания из затопленных почв, богатых гумусом [Мордовин и др., 1997; Шестеркин, 2011]. При этом зимний (следовательно, и годовой) сток железа возрастает на 1–2 порядка за счет резкого увеличения зимних расходов воды в нижнем бьефе.

Зарегулирование р. Зеи привело к уменьшению амплитуды колебаний концентрации железа в воде реки – 0,12–0,47 мг/дм³ в 1988 году [Мордовин и др., 1997]. При этом повышенные уровни его содержания (в 1988 г. – 0,52–1,86 мг/дм³, в 1994 г. – до 1,15 мг/дм³) наблюдались в придонных слоях водохранилища у плотины, что, по мнению указанных авторов, связано с восстановительной бескислородной средой в этой наиболее глубокой части водоема. В целом в

данной монографии отмечается снижение и стабилизация уровня содержания железа в Зейском водохранилище с 1978 по 1994 гг.

После ввода в действие Зейского гидроузла (1975 г.) в зимний период года устойчиво возрастала доля питания Амура за счет притока р. Зеи. Анализ данных систематических наблюдений, проводимых Дальневосточным управлением Росгидромета, выявил повышение зимних расходов воды с начала 1980-х гг. приблизительно в 2 раза.

В 1990-е годы Зейское водохранилище играло роль геохимического барьера, в частности в отношении железа. В крупных притоках водохранилища Тынде и Селемдже концентрации железа в 1997–1998 гг. возросли до 1,5–1,6 мг/дм³, а у створа плотины Зейской ГЭС в это время уровень железа не превышал 0,5–0,6 мг/дм³ (рис. 5.4). Ниже водохранилища, по мере пополнения Зеи водами притоков, динамика железа в ее водах вновь характеризовалась резкими подъемами до 1,5 мг/дм³ (у г. Свободный) и в устьевой части до 2–3 мг/дм³ (у г. Благовещенска).

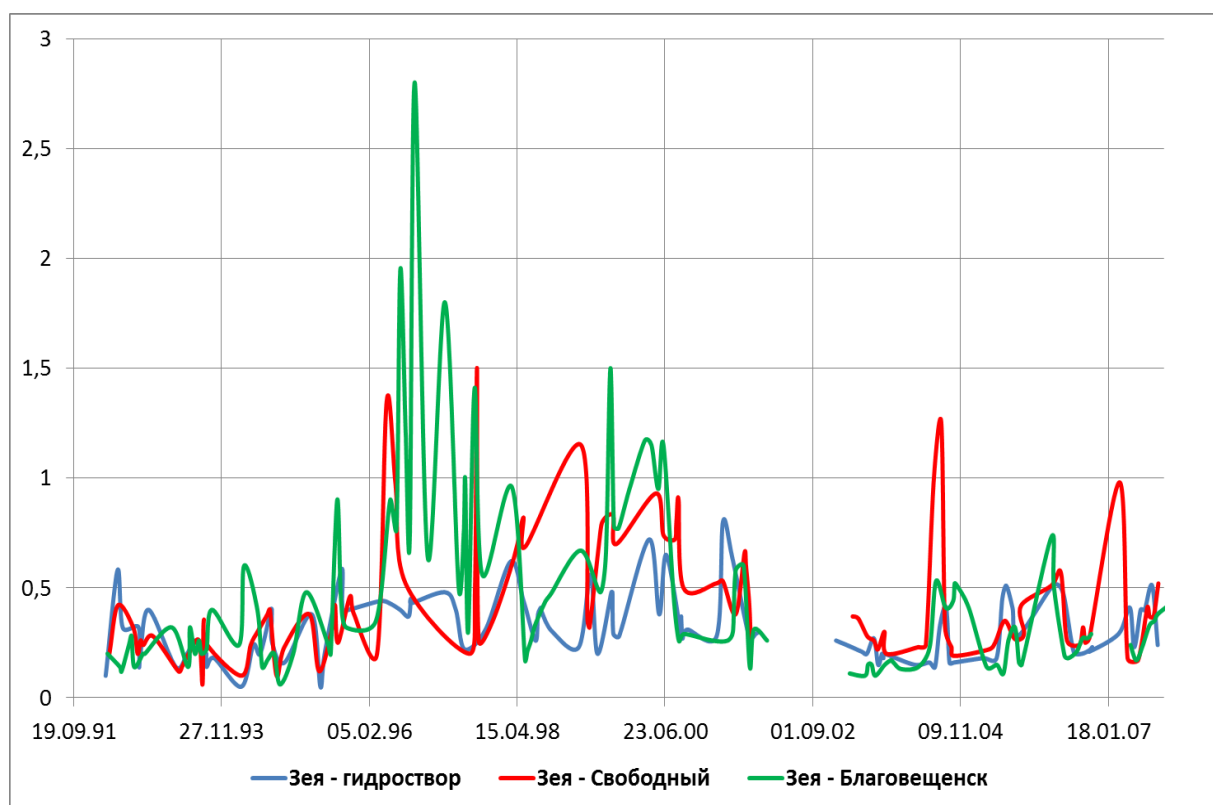


Рис. 5.4. Многолетняя динамика стока растворенного железа в воде р. Зея в 1991–2007 гг. Отбор проб воды производился в среднем 1 раз в месяц.

5.2.4. Климатические изменения и криолитозона в бассейне Амура

Очевидно, динамика железа в реках системы Амура может быть обусловлена изменением гидрологических условий в их бассейнах, связанных в первую очередь с климатически обусловленным разрушением/нарушением спорадических и несплошных мерзлотных водоупорных горизонтов и массовым высвобождением путей миграции гуминовых веществ, связывающих

железо, из верхних почвенных горизонтов в толщу подстилающих пород и далее в реки.

Согласно схеме геокриологической зональности распространения надмерзлотных грунтовых вод северной Евразии западная и северная части бассейна Амура расположены в пределах южной геокриологической зоны [Шепелёв, 2011]. Надмерзлотные грунтовые воды приурочены здесь, как правило, к несквозным маломощным таликам, формирующимся под руслами горных рек на участках распространения новообразующихся (верхнеголоценового возраста) многолетнемерзлых толщ.

Это говорит в пользу того, что во время похолоданий (в "малые ледниковые периоды" и климатические минимумы на очень коротких промежутках времени) на указанных участках могут формироваться некоторые запасы надмерзлотных вод, способных высвободиться и разгрузиться в реки во время значимых потеплений.

Известно, что значительная часть северного Приамурья расположена в зоне прерывистого и островного распространения многолетнемерзлых пород, где их мощность достигает 100–300 м (рис. 5.5).

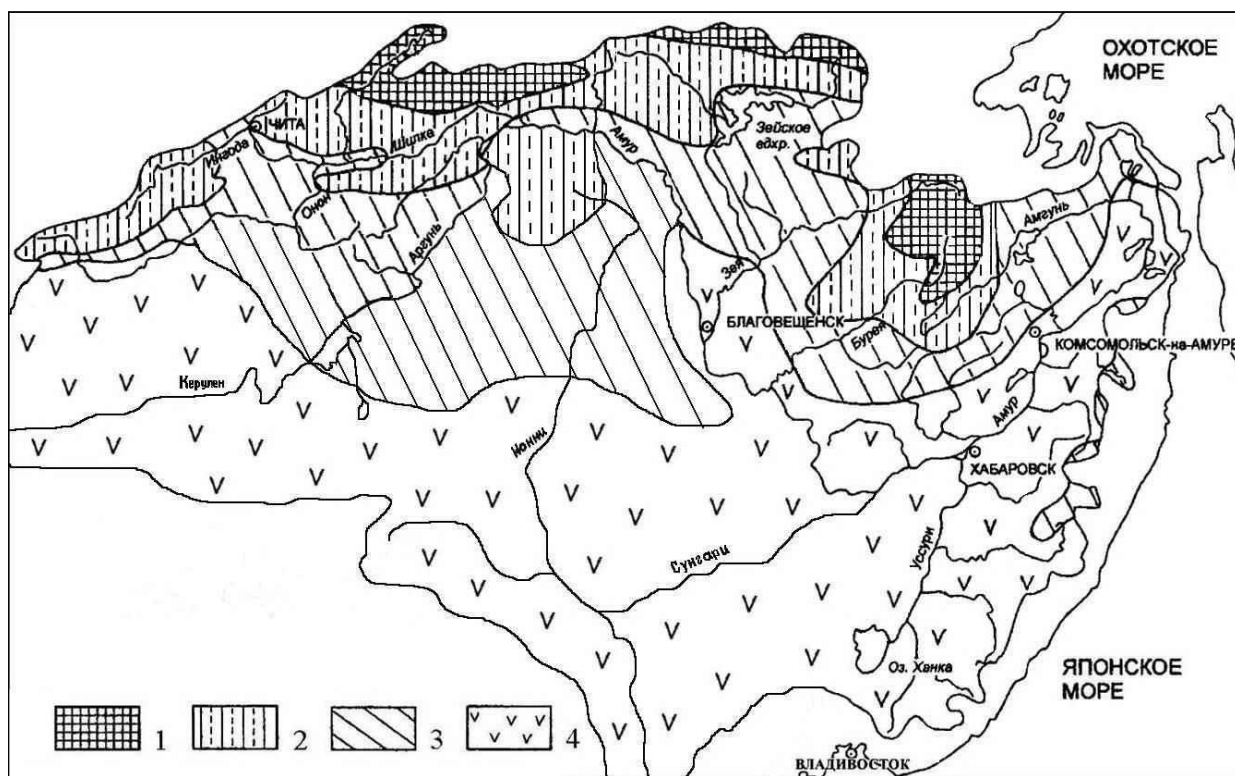


Рис. 5.5. Распространение многолетнемерзлых пород в бассейне р. Амур [Байкало-Амурская..., 1979; Liu et al., 2009; Maps... с авторскими дополнениями]. Обозначения: 1 – сплошное (> 90% площади), 2 – прерывистое (50-90%), 3 – островное (< 50%), 4 – сезонно-мерзлые породы.

Согласно палеорекострукциям криолитозоны в Забайкалье [Шестернёв и др., 2008] мощность и глубина залегания мерзлоты в основном определялась климатическими условиями.

По данным указанных авторов в Южном Забайкалье в последнее десятилетие XX века отмечено резкое сокращение мощности зоны многолетнемерзлых пород. В.А. Обязов [2010] приводит данные о смещении границ этой зоны на север на десятки и даже сотни километров в пределах Забайкальского края к началу XXI века.

Известно, что термический режим мерзлых пород весьма чувствителен к притоку тепла к их верхней границе: расчеты показывают, что при тренде потепления порядка $0,06^{\circ}\text{C}/\text{год}$, скорость оттаивания мерзлого торфа составит около 6 см/год, суглинка 13 см/год, а песка – 20 см/год [Ершов, 1997]. Кроме того, формирование на контакте талых и мерзлых толщ сильнообводненных зон криогенной дезинтеграции горных пород способствует усилению водообмена в водоносных структурах и взаимосвязи подземных вод с поверхностными [Мерзлотно-гидрогеологические..., 1984]. Важное значение имеет тот факт, что тонкодисперсные породы деятельного слоя (супеси и суглинки) после протаивания обладают выраженной посткриогенной трещиноватостью, что способствует общему увеличению просачивания талых и дождевых вод в нижележащие водоносные горизонты [Шепелёв, 2011].

Какова же была климатическая обстановка в регионе в годы, предшествующие «железной аномалии»?

Независимыми исследованиями выявлены резкое синхронное понижение и дальнейшее резкое повышение температур воздуха по ряду метеостанций в бассейнах Амура и оз. Байкал в период с середины 1980-х до начала 1990-х гг. [Дубынина, 2008; Новороцкий, 2007; Обязов, 2010; Тепловодообмен..., 2007; Шимараев и др., 2002; Liu et al., 2003; Sharkhuu, 1998]. В частности положительное отклонение средней годовой температуры воздуха в 1989, 1990 и 1995 годах, по оценкам П.В. Новороцкого [2007], в бассейне Амура достигало $1,3\text{--}1,7^{\circ}\text{C}$ по отношению к базовому периоду 1960–1990 гг.

Помимо потепления по всему бассейну Амура в 1990-х гг. в среднем отмечено повышение годовых сумм осадков: в 1991 и 1992 гг. – более чем на 10 %, а в 1995 году – на 20 % по отношению к норме за период 1960–1990 гг. [Новороцкий, 2007]. В северо-восточном Китае, в районах распространения многолетней мерзлоты, в 1990-х годах рост годовых сумм осадков составил 20–40 % [Liu et al., 2003]. В Забайкалье (верховья Амура) в первой половине 1990-х гг. отмечен резкий скачок годовых сумм осадков [Дубынина, 2008; Обязов, 2010]. Известно, что приток тепла с инфильтрацией атмосферных осадков может приводить к повышению среднегодовой температуры грунтов на $1,5\text{--}2^{\circ}\text{C}$, при этом наибольший эффект отмечен для слабопокрытых растительностью грубодисперсных грунтов с высокими фильтрационными свойствами [Ершов, 2002]. Кроме того, в районах с широким распространением крупнообломочных отложений дополнительным отепляющим фактором служит конденсация водяного пара: в южной

части криолитозоны (куда относится северная часть бассейна Амура) конденсация обуславливает повышение температуры пород до 2–5°C, иногда более [Ершов, 2002].

Отмечено также, что именно в середине 1990-х годов над Дальним Востоком наблюдалось максимальное за период 1951–2003 гг. количество тропических циклонов, достигших стадии шторма и глубже, а также максимальное число южных циклонов холодного полугодия [Sokolov, Mezentseva, 2004].

По данным Амурского областного гидрометеоцентра средние годовые температуры воздуха в бассейнах р. Зеи и ряда рек верховьев Амура в 1996 году были близки к норме или превысили ее на 1–1,5°C. При этом зима была теплее нормы на 2–3°C, как и зима предыдущего 1995 года. Весна, лето и осень были теплее и суше обычного.

Среднегодовые температуры 1997 года в северной части бассейна Амура превысили климатическую норму на 1,5–3°C. Это превышение было обеспечено умеренно теплой зимой, ранней теплой (на 2–5°C выше нормы) весной и продолжительным теплым летом; осадков зимой выпало 130–200 % нормы.

1998 год на рассматриваемой территории в среднем был теплее климатической нормы на 1–2°C, при этом повышенный температурный фон преобладал в течение всего года, а норма зимних температур была превышена на 2–4°C. Лето в горной и предгорной частях данного района было продолжительным и теплым (на 1°C теплее нормы), в июне-июле количество атмосферных осадков превысило норму в 1,3–1,8 раз, а в верховьях Амура – более чем в 2 раза.

Сравнительно резкий спад и следом рост температуры воздуха в бассейне Амура в целом и особенно в северной и северо-западной его частях, вероятно, обусловил в 1980–1990-х годах значительные изменения гидротермических условий в почвогрунтах. В частности, в некоторых публикациях приводятся выводы о деградации многолетнемерзлых пород в северной части бассейна Амура на основе метеоданных (рис. 5.6).

В частности, исчезновение и сокращение площади и мощности многолетнемерзлых пород, очевидно, обеспечило просачивание дополнительного объема почвенных вод, обогащенных соединениями железа, в подземные воды. При этом разгрузка этих вод в реки, согласно обобщенным оценкам Б.Л. Соколова [1996], происходит с некоторым запаздыванием – спустя несколько лет (в среднем 4–6 лет). Следует подчеркнуть, что в ландшафтах с островным распространением многолетнемерзлых пород приток «органического» железа в реки обеспечивается в первую очередь переувлажненными гумусированными почвами днищ речных долин, а по мере нарастания сплошности и мощности мерзлотной толщи в химическом питании рек возрастает роль горных склонов [Petrone et al., 2007].

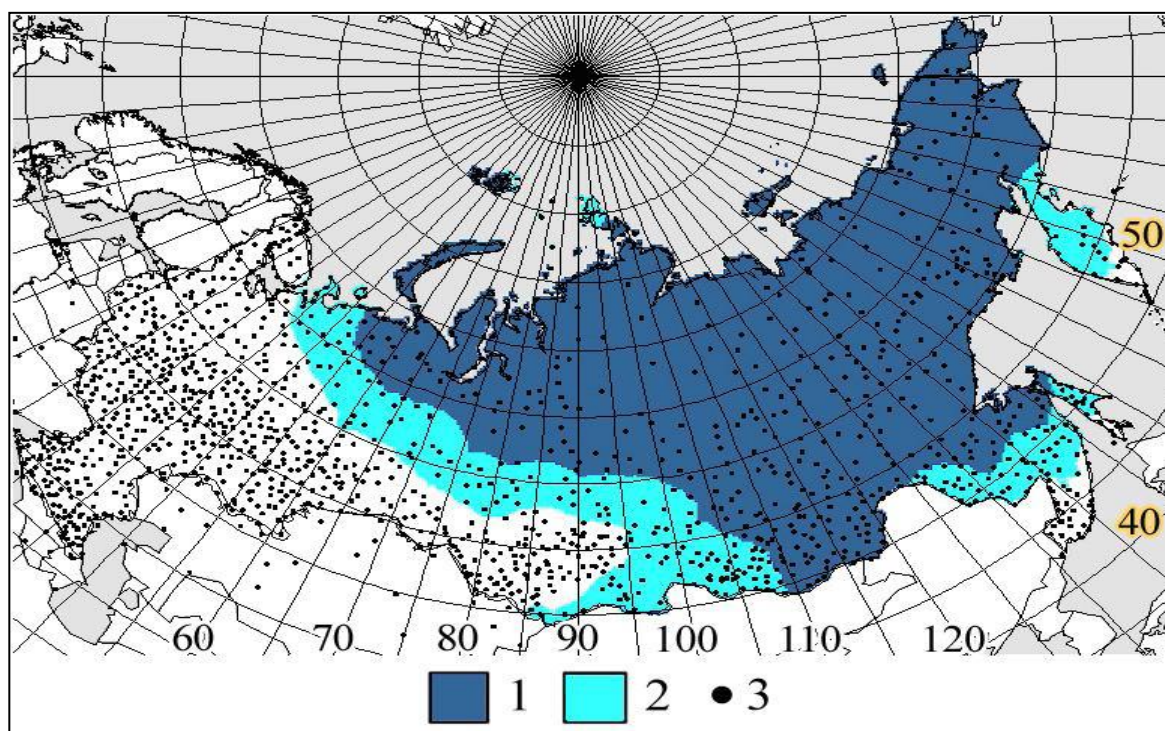


Рис. 5.6. Пространственное распределение индекса суровости климата В.П. Нечаева ($I < -1$): 1 – районы, благоприятные для существования мерзлых почвогрунтов ($I < -1$) в 1961 – 1990 гг. и сохранившиеся в 1991–2005 гг.; 2 – районы, благоприятные для существования мерзлых почвогрунтов ($I < -1$) в 1961–1990 гг., но не сохранившиеся в 1991–2005 гг.; 3 – метеостанции [Шерстюков, 2009].

На метеостанциях российской части бассейна Амура отмечалось резкое снижение в первой половине 1980-х годов и резкое синхронное повышение почвенных температур на стандартных глубинах в конце 1980-х – начале 1990-х годов. Отмеченный рост согласуется с повышением в эти же годы температуры поверхности воды в Японском и Охотском морях [Лучин, Жигалов, 2006; Хен, Сорокин, 2008; Алисимчик, 2015].

Указанную синхронность можно связать, прежде всего, с аэрозольными выбросами вулканического происхождения в 1982 и в 1991 годах (извержения вулканов Эль-Чичон и Пинатубо, соответственно) [Логинов, 2013]. Оба указанных сигнала прослеживаются в данных наблюдений за температурой почвы на значительной глубине (рис. 5.7). При этом сразу вслед за событием в силу снижения прозрачности атмосферы наблюдается понижение температуры почвы (своеобразный слабый аналог "ядерной зимы"), затем, спустя примерно три года, температура возрастает ("парниковый" эффект).

На рис. 5.7 и 5.8 приведены многолетние колебания нормированной по средним многолетним значениям среднегодовой температуры почвы на глубине 3,2 м на 10 российских метеостанциях в зоне распространения островной многолетней мерзлоты и сезонно-мерзлых пород –

от Забайкалья (Чита) до южного Приморья (Свиягино).

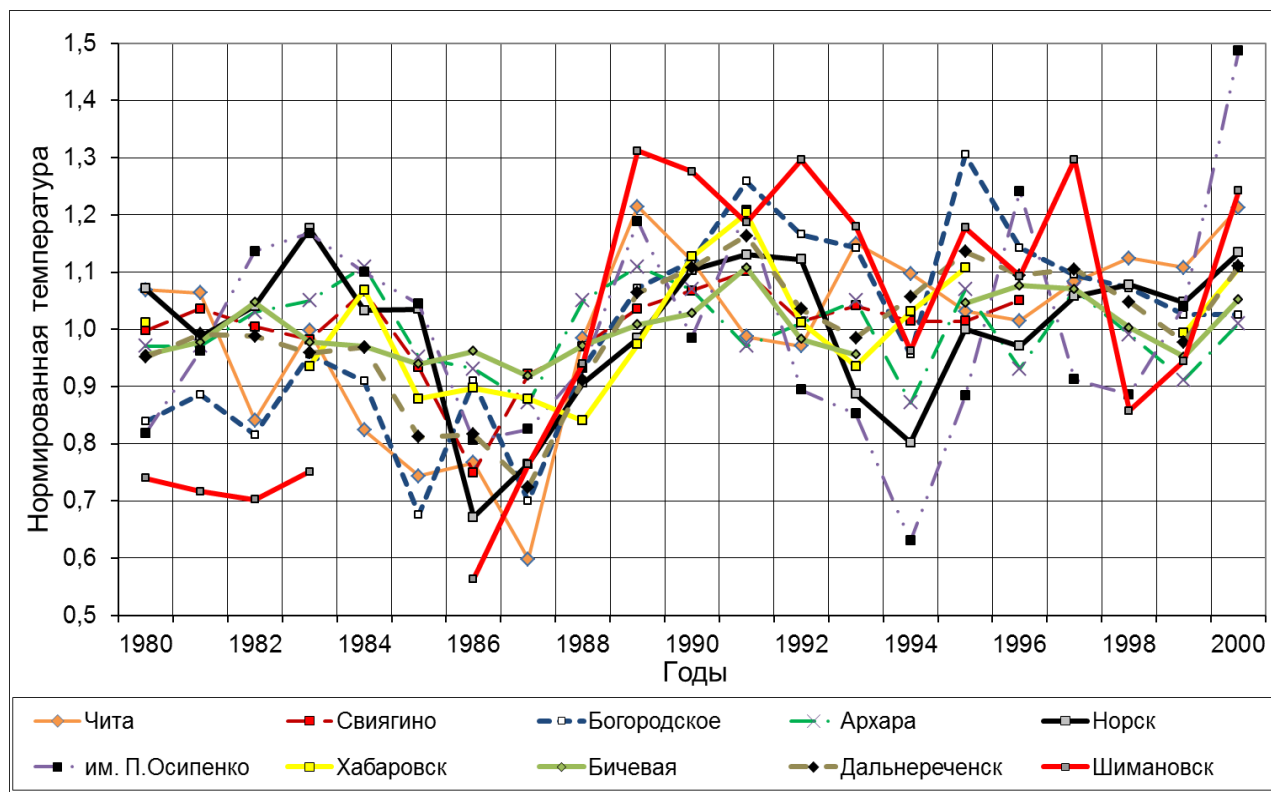


Рис. 5.7. Многолетняя динамика нормированной по среднему многолетнему (за период 1980-2000 гг.) значению среднегодовой температуры почвы на глубине 3,2 м по данным 10 российских метеостанций в бассейне Амура.

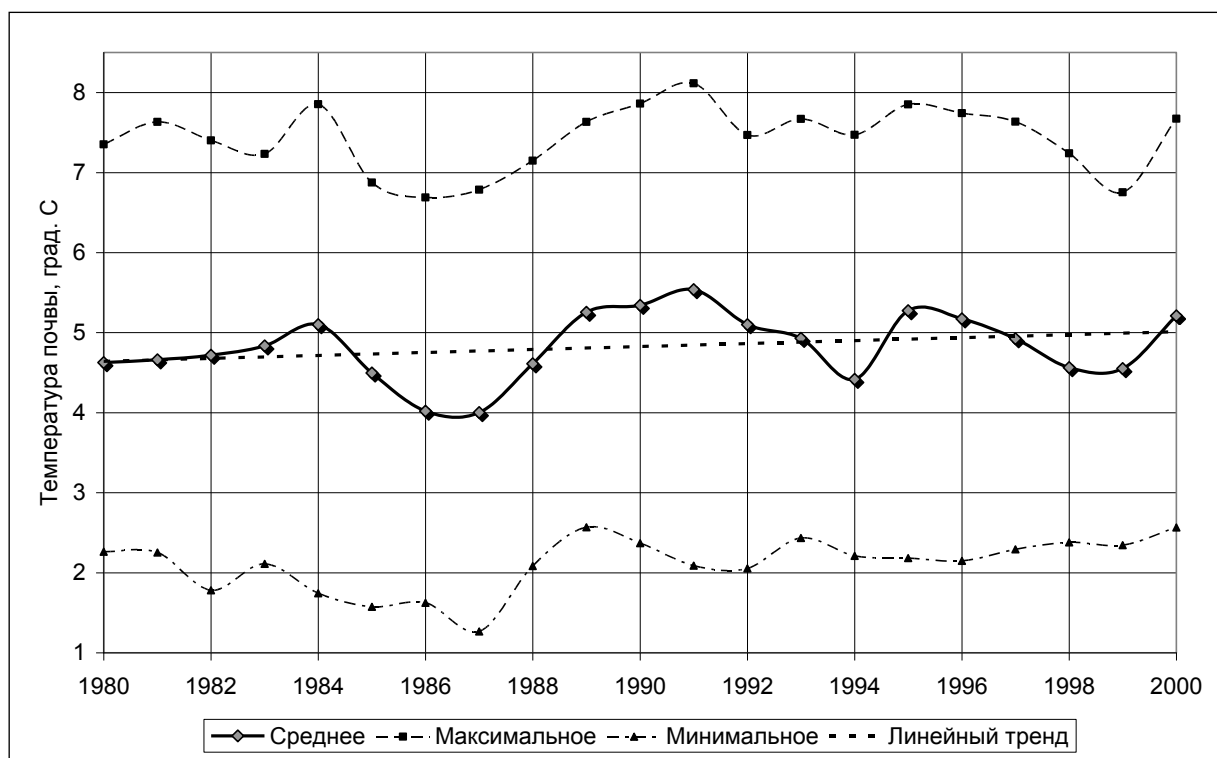


Рис. 5.8. Многолетняя динамика среднегодовой температуры почвы на глубине 3,2 м, осредненной по 10 российским метеостанциям в бассейне Амура (метеостанции те же, что на рис. 5.7).

В 1980–1990 годах практически повсеместно виден сравнительно резкий спад и последующий устойчивый подъем температуры почвы. Особенно резкий подъем в 1986–1990 гг. наблюдался вблизи границы криолитозоны – на метеостанциях Чита, Шимановск, Норск, им. П. Осипенко и Богородское.

Некоторое ее понижение в 1993/1994 году сменилось новым ростом в 1995–1997 годах. Сходный характер колебаний температур наблюдался на метеостанциях Ерофей Павлович (запад Амурской области) и Комсомольск-на-Амуре (Нижний Амур) для температуры почвы на глубинах 0,8 и 1,6 м. На «климатическое» происхождение всплеска концентрации железа указывает тот факт, что для северных рек системы Амура (Тында, Селемджа, Большая Пера, Буряя) в сравнении с транзитными крупными реками Амур и Зея пик концентрации запаздывает приблизительно на 1 год.

Вполне вероятно, что прежде «оттаивали» более теплые южные и восточные районы Приамурья. На расположенных ближе к морскому побережью реках бассейна Нижнего Амура (Тунгуска, Нимелен, Амгунь) в 1996–1999-х годах, а на Нимелене и в 1995-м, также отмечался рост содержания железа в несколько раз по отношению к предшествующему периоду.

Трех-пятикратный всплеск концентрации железа в р. Уссури в 1997–1998 годах мог быть обусловлен протаиванием островов многолетней мерзлоты и перелетков в горных ландшафтах Сихотэ-Алиня (юго-восточная часть бассейна Амура), в которых формируются Al-Fe-гумусовые подбуры, оглеенные подбуры, горно-луговые и горно-тундровые почвы с высокой относительной долей органоминеральных и оксалатно-растворимых соединений железа с признаками глубокого иллювиирования вещества [Аржанова, Елпатьевский, 2005].

Следует подчеркнуть, что в 1994 году на некоторых северных метеостанциях Среднего и Нижнего Амура (Шимановск, Нора, им. П. Осипенко, Богородское) отмечено резкое понижение температуры почвы, а в 1995–1997 гг. практически повсеместно подъем температуры в почве возобновился (рис. 5.7 и 5.8).

Очевидно, синхронность повышений температуры почвы в 1980-1990 годах на фоне благоприятного режима увлажнения послужило своеобразным триггером для роста стока железа в бассейне Амура в 1996–1998 годах.

После 1998 года сток железа в Амуре у г. Хабаровска вновь снизился до $1,0\text{--}1,5 \cdot 10^5$ т/год, при этом концентрации этого элемента в водах рек Верхнего и Среднего Амура в среднем были выше таковых в 1995 году (табл. 5.1).

Сокращение объема выноса железа, как мы полагаем, обусловлено существенным снижением атмосферного увлажнения в бассейне Амура. Так, по обобщенным данным П.В. Новорощкого [2007], уже в 1997 году годовая сумма осадков по бассейну составила менее 90 % нор-

мы, а в 2002 году – менее 80 %. В целом, в последние 15 лет отмечается устойчивый отрицательный сглаженный тренд данного показателя увлажнения территории. Средняя за 2001–2004 гг. годовая сумма осадков едва превысила 90 % по отношению к норме, а годовой сток Амура за этот же период в среднем оказался на 20 % ниже нормы, рассчитанной за период 1891–2004 гг.

Примечательно, что для верховьев Амура в 1970–2000-х гг. выявлены также значимые линейные отрицательные тренды годовых сумм зимних осадков [Новороцкий, 2007].

5.2.5. Осушаемые болота как потенциальный источник железа в речных водах

Мелиоративная трансформация гидроморфных почв сопровождается ростом содержания подвижного железа в аккумулятивном горизонте в 2 раза, а в иллювиальном горизонте и подстилающей почвообразующей породе – до 5 раз [Матюшкина и др., 2006]. Известно, что в 1980–1990-х годах наблюдалось интенсивное осушение и освоение аккумулятивных (болотных и заболоченных) ландшафтов в китайской провинции Хейлунцзян, расположенной в южной части бассейна Амура [Liu et al., 2002; Park et al., 2001; Wang et al., 2006]. Вместе с тем, именно в середине 1990-х гг. в данной провинции для обводнения рисовых полей начали активно использовать подземные воды, обогащенные закисным железом, о чем свидетельствует резкий рост ирригационных скважин (рис. 5.9).

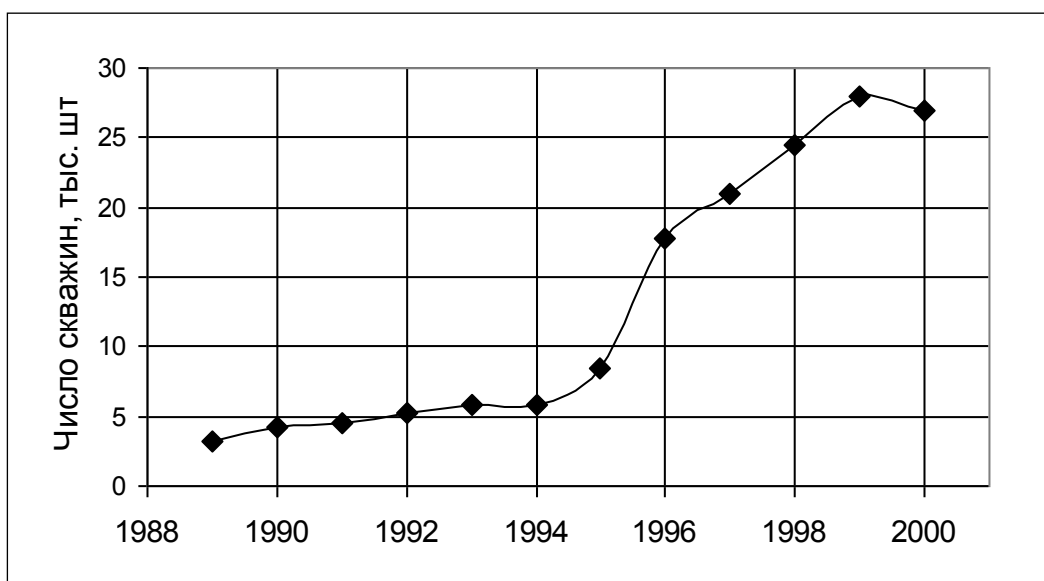


Рис. 5.9. Динамика числа ирригационных скважин в трех основных государственных аграрных предприятиях на равнине Саньцзян (КНР) в 1990-х гг.

Поскольку объемы ирригационных вод оценить не представляется возможным, можно указать лишь на вероятный их вклад в повышение содержания железа в реках южного Приамурья и, в конечном счете, Амуре в 1990-х годах. При этом нужно отметить, что на фоне роста числа оросительных скважин в 1998–1999 годах наблюдалось весьма резкое снижение содер-

жания железа в Амуре ниже впадения рек Сунгари и Уссури. Кроме того, понятно, что использование подземных вод на орошение в провинции Хейлунцзян определенно не могло оказать влияние на реки северного Приамурья.

Итак, следует выделить два основных сильно различающихся по значимости источника железа и, соответственно, два различных механизма его поступления в Амур и его притоки. Этими источниками выступают:

- 1) гумусированные почвы и подстилающие породы горных областей бассейна (преимущественно верховий Амура и его основных притоков);
- 2) болота амурских равнин, дренируемых редкой естественной сетью болотных и транзитных рек на российской территории (Зейско-Буреинская равнина, Среднеамурская и Удиль-Кизинская низменности), а также искусственной осушительной сетью преимущественно на территории КНР (равнина Саньцзян).

Основной наиболее вероятной причиной резкого увеличения стока растворенного железа в Амуре и ряде рек его бассейна в 1990-е годы являются значительное изменение климатических условий – резкое снижение и последующий направленный рост температур воздуха при нарастании атмосферного увлажнения в 1980-х – начале 1990-х годов. Эти изменения могли привести к интенсивной деградации сплошной и островной многолетней мерзлоты в районах близ южной границы ее распространения и, как следствие, к большей водопроницаемости почвогрунтов и миграции в русловую сеть большего количества растворенных форм железа. Повышение температуры и объема инфильтрующихся атмосферных осадков ускорило физико-химические процессы растворения минералов и выноса растворимых форм железа из почв и горных пород.

Следует особо подчеркнуть, что климатические "ионные" паводки в бассейне Амура наиболее резко проявились в створах станций на самом Амуре (рис. 5.2 и 5.3, табл. 5.1). Так, на Амуре у гг. Благовещенска и Хабаровска концентрация железа возросла практически на порядок, тогда как на притоках Амура ее рост составил 3–4 раза. Эти данные подтверждают тот факт, что динамика влагооборота в существенной степени подчиняется климатическим ритмам в больших речных бассейнах, нежели в бассейнах меньшего масштаба [Добровольский, 2007].

5.3. Катастрофические дождевые паводки на реках

На юге Дальневосточного региона РФ в последнее десятилетие явно наблюдается группировка масштабных гидрологических событий редкой, учитывая опыт наблюдений, повторяемости. Среди таких событий, кроме известного всем исторического наводнения на Амуре в 2013 году [Данилов-Данильян и др., 2014], следует назвать экстремальный паводок в бассейне Зейского водохранилища 2007 года, когда был превышен проектный максимальный расход;

экстремально низкая водность Амура летом 2008 года; вызванные тайфуном "Лайонрок" наводнения в Приморском крае в сентябре 2016 года; локальные экстраординарные паводки на малых реках юго-западного Приморья в начале августа 2017 года, а также беспрецедентная высокая водность рек Приморья осенью 2012 года [Гарцман и др., 2014]. В связи со сказанным представляется полезным анализ взаимосвязанных пространственных и временных характеристик влагооборота применительно к описанию формирования катастрофических паводков на реках Дальнего Востока.

5.3.1. Генезис катастрофического паводка

Переход речного бассейна от стадии формирования обычного паводка к стадии катастрофического подробно анализируется в ряде работ [Гарцман, Шамов, 1991; Гарцман и др., 1993; Гарцман, 2001, 2007, 2008; Шамов и др., 2014]. Катастрофический паводок, обусловленный выпадением обильных осадков на обширной территории, имеет преимущественно поверхностный генезис, при котором временно отсутствует приток в русловую сеть в связи с тем, что вся поверхность водосбора превращается в эту сеть, вовлекая в процесс стекания влагозапас сети переполненных водой микропонижений.

В рамках ИГП паводочного стока [Гарцман, 1977] и ИГП состояний водных масс [Гарцман, 1976] собственное время такого бассейна поворачивается вспять. Склоновый грунтовый влагозапас при этом не «добегает», а «превращается» в подземный русловой. «Докритическая» русловая сеть при этом, переполняясь и захватывая пойму, по *характеру стекания* превращается в сеть временных потоков (пробуждение «спящих» русел и слепых протоков) и местами в слабoproточные водоемы – зоны затопления на нижнем ярусе поймы. Все такие бассейны в пределах территории, покрытой осадками, могут быть рассмотрены как сеть объемов воды на поверхности значительно более крупного бассейна. Последний, обозначенный нами как типовой средний речной бассейн СРБ с площадью водосбора порядка 20–40 тыс. км² (см. главы 3 и 4), временно теряет свою стокотрансформирующую функцию и становится стокоформирующим объектом и, вероятно, в данном случае может рассматриваться, в свою очередь, как *функционально* малый речной бассейн. Регулирование стока при этом осуществляется преимущественно в зоне его транзита, т.е. исключительно в масштабе СРБ.

Здесь следует подчеркнуть специфику поступления осадков (или талых вод) на поверхность данной геосистемы. Указанное поступление обусловлено не интенсивностью их выпадения, а интенсивностью горизонтального переноса влагонасыщенных воздушных масс (или теплового потока), обуславливающей быстрое и эффективное покрытие большой территории. Тем не менее, общие закономерности регионального влагооборота *функционально* малых речных бассейнов близки к таковым, выявленным для локального водного цикла в пределах *физическо-*

го МРБ в стадии формирования докритического паводочного стока.

Характеристикой переключения режима стокообразования от внутриобъемного к поверхностному выступает достаточно надежно идентифицируемый критический модуль стока $Q_{кр}$, представляющий, к примеру, для территории Приморья и Нижнего Приамурья сравнительно устойчивую величину $c \sim 90 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$ ($\sim 7,7 \text{ мм/сут}$) [Гарцман и др., 1993; Макагонова, 2009] (рис. 5.10). Эта величина имеет, по всей видимости, преимущественно климатическую обусловленность, если исходить из существенной роли адвекции влагонасыщенных воздушных масс в формировании обширных, регионального масштаба, зон экстремального атмосферного увлажнения.

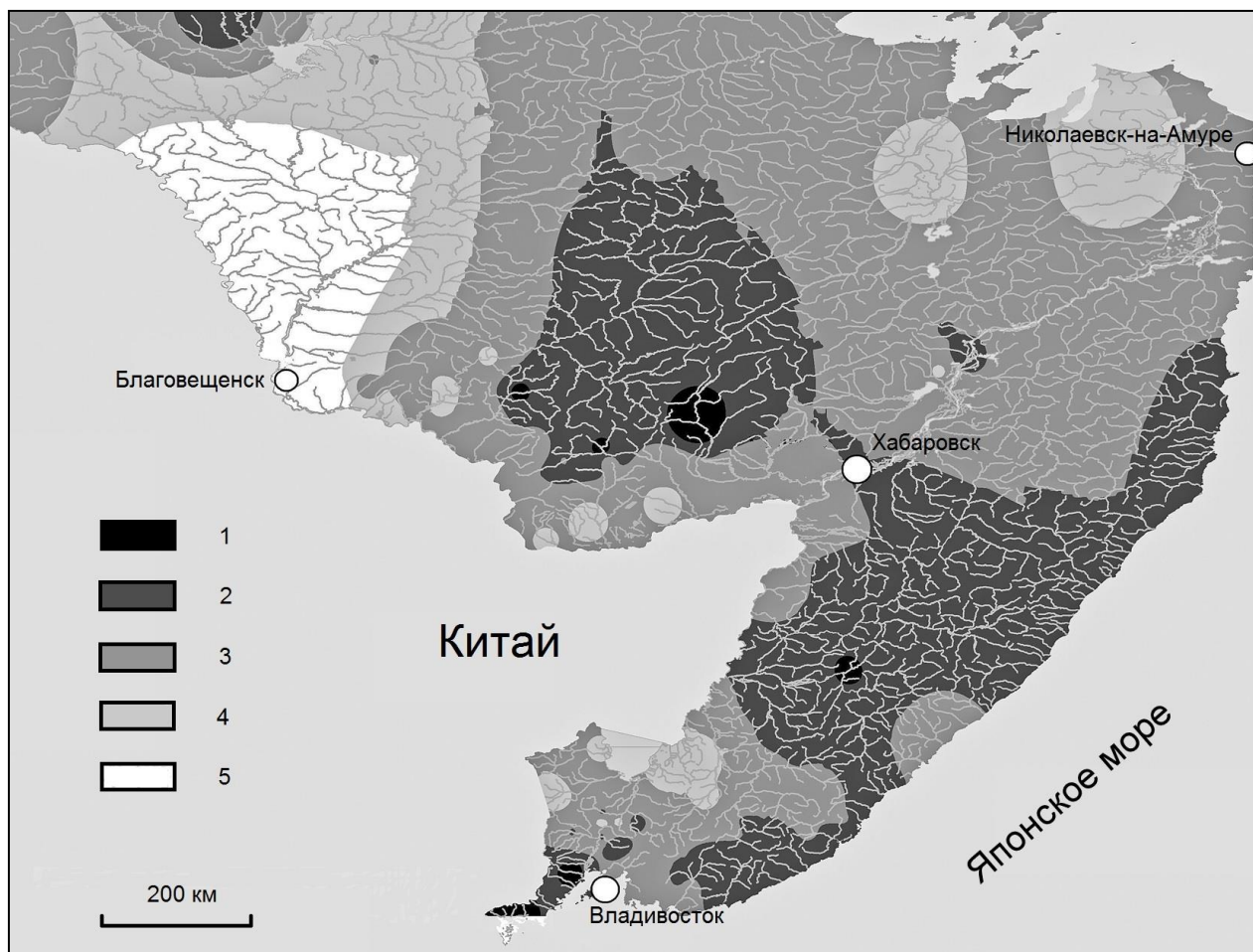


Рис. 5.10. Пространственное распределение величин $Q_{кр}$, мм/сут: 1 — 10–13; 2 — 8–10; 3 — 6–8; 4 — 4–6; 5 — 1,45–4 [Макагонова, 2009].

М.А. Макагоновой [2009] отмечена общая тенденция уменьшения значений $Q_{кр}$ в направлении от горных бассейнов к равнинным. Самые низкие значения (менее 3 мм/сут) наблюдаются на малых водосборах в пределах Амуро-Зейского плато и Зейско-Буреинской равнины (к этому же району приурочены наименьшие значения годовой суммы осадков — 450–550 мм). Значения $Q_{кр}$ повышаются до 5,0–6,5 мм/сут для водосборов Удиль-Кизинской, Эворон-Чукчагирской и Приханкайской низменностей (годовая сумма осадков 600–650 мм). Крупные отрицательные

морфоструктуры, разделяющие горные системы, простираются меридионально (Приханкайская, Нижнеамурская, Эворон-Чукчагирская) или с юго-запада на северо-восток (Санцзян-Среднеамурская). Благодаря чередованию положительных морфоструктур и межгорных впадин нарастание океаничности климата происходит с запада на восток, от депрессии к депрессии, скачкообразно. Этим объясняется различие в значениях $Q_{кр}$ для отрицательных морфоструктур. Их западное простираие создает условия для проникновения сухих континентальных воздушных масс в переходные сезоны на восточную окраину материка. В свою очередь, по отрицательным структурам западного простираия в западную часть Амурского бассейна проникает летний муссон [Никольская, 1972].

Максимальные значения $Q_{кр}$ (9,0–13,5 мм/сут) характерны для западного и восточного макросклонов хребтов Сихотэ-Алинь, Ям-Алинь, Дуссе-Алинь, Буреинский и Баджалский (годовая сумма осадков в пределах 900–1300 мм). Существенную роль в распределении осадков играет экспозиция горных хребтов. Рост осадков, а следовательно, и стока наблюдается на склонах горных хребтов, экспонированных навстречу основным влагонесущим потокам [Макагонова, 2009].

Как было сказано в разделе 4.2.3, вторая форма (механизм) контррегулирования стока МРБ наблюдается (протекает) существенно – на 1–2 порядка – реже и практически трудно фиксируется современными системами наблюдений [Гарцман, 2001]. Хорошо развитый циклон может иметь размеры в поперечнике 2–3 тыс. км [Хромов, 1968; Семенов, 2013]. Поскольку энергоёмкость деятельного слоя океана значительно превышает энергоёмкость нижней половины тропосферы [Крындин, 1966; Монин, 1963], а океан и материк связаны через атмосферу (так называемая телеконнекция), то океанические температурные аномалии порождают крупномасштабную перестройку атмосферной циркуляции, что в свою очередь порождает такие явления, как интенсивные обильные дожди на весьма большой площади, что приводит к формированию паводков исключительно редкой повторяемости [Семенов и др., 2017].

Объем дополнительно привлеченной воды может составлять при таком паводке величину, на порядок превосходящую текущие влагозапасы в ключевом элементе МРБ – зоне аэрации. При этом «сверхкритическое» функционирование речной системы сопровождается резким, скачкообразным физическим ростом функционального элемента – русловой сети – за счет систематического эрозионного прорыва переполняющихся микропонижений на поверхности водосбора и превращения сети микрообъемов в новый ярус русловой сети. Сброс воды в этом случае происходит существенно быстрее, чем протекавшие до того процессы, а паводок приобретает характер катастрофического, когда ярусы поймы реки на длительное время быстро и последовательно заполняются полыми водами – условными слабопроточными водоемами. По мере заполнения поймы

нижний ярус превращается в русло, расходы достигают величин руслоформирующих расходов верхнего диапазона [Карасёв, Гарцман, 2002; Гарцман, 2008]. Регулирование стока при этом осуществляется преимущественно в масштабе больших речных бассейнов благодаря функционированию большого числа аккумулятивных ёмкостей в поймах рек – густой сети многочисленных проток, пойменных и припойменных водоёмов, пойменных массивов и низких террас, – преимущественно область концентрации стока.

5.3.2. Паводки в бассейне Амура в 1984 и 2013 годах

Анализ атмосферной циркуляции в 1984 году над обширной территорией, сопоставимой с размерами континента, позволяет, к примеру, прояснить механизм формирования исторических летних наводнений в Забайкалье и на Дальнем Востоке [Дождевые паводки..., 1987]. Обычно в летний период активность арктических вторжений ослабевает. Летом 1984 года арктические воздушные массы продолжали вторгаться в умеренные широты, и по мере усиления субтропической области повышенного давления складывались условия для интенсивного взаимодействия холодных масс воздуха с теплой субтропической массой. Зона основных термобарических контрастов (фронтов) между этими массами располагалась над южными районами Сибири, Прибайкальем и бассейном Амура (рис. 5.11).

В июле мощные облачные системы сформировались над Индостаном и Индокитаем. Распространение этих систем в умеренные широты в большой степени определялось развитием субтропической области повышенного давления, что в основном и обусловило наводнение на Амуре в августе 1984 года. Характерное для муссонной циркуляции усиление субтропической области повышенного давления началось в начале июля, уже к концу первой декады на поверхности 100 гПа был сформирован южноазиатский антициклон, а в средней тропосфере (AT_{500}) в тропических воздушных массах – субтропический антициклон.

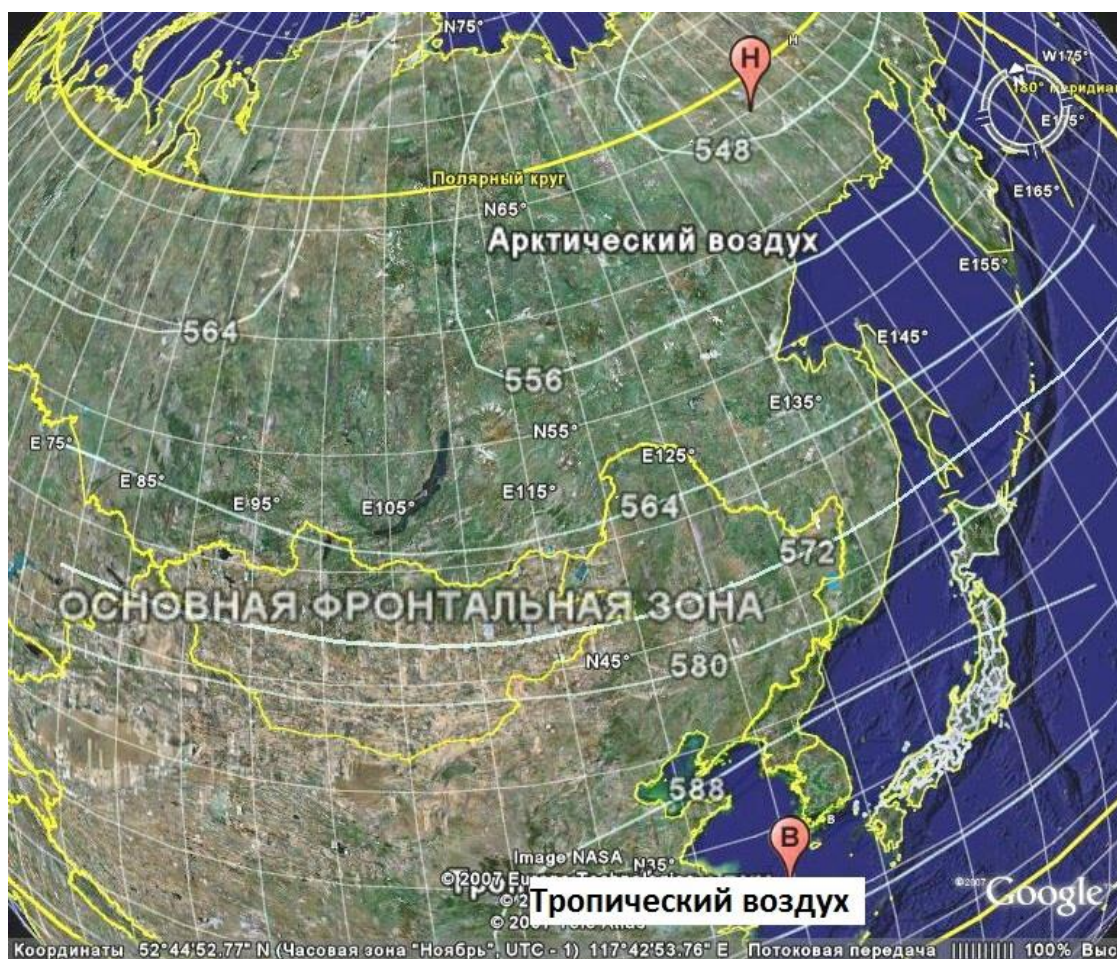
Постепенно усиливаясь, к концу июля субтропическая область повышенного давления охватила циркуляцией большую часть Китая и прилегающие к континенту районы Тихого океана с интенсивным юго-западным переносом над юго-востоком Азии (рис. 5.11).

Усиленное ее развитие в этом районе наблюдалось в июле, в августе и сентябре. По южной и юго-западной периферии отрога тихоокеанского антициклона в эти месяцы к побережью Азии сместилось несколько тайфунов, которые выносили на юго-восточные районы Азии огромные запасы влаги. С юго-западными воздушными потоками влажный воздух выносился к северу – на юго-западные и южные районы бассейна Амура. В третьей декаде июля, как только антициклон с Якутии сместился к западу и на Якутию распространилась ложбина с севера, произошло вторжение арктических воздушных масс воздуха и бассейн Амура оказался под влиянием основной фронтальной зоны, где происходило бурное взаимодействие арктических масс

якутской ложбины с тропическим воздухом субтропического антициклона.

Рис. 5.11. Синоптические процессы над Дальним Востоком 1–5 августа 1984 г.

тич-



ное

наложение поверхности AT_{500}).

Наиболее сильные дожди в третьей декаде июля и в первой половине августа, вызвавшие наводнения на Амуре, были обусловлены взаимодействием этих двух основных барических образований. Циркуляция данных барических систем прослеживалась до высоты 16–17 км, а граница раздела между ними проходила вдоль бассейна Амура в широтном направлении.

Главной причиной исторических дождевых паводков в бассейне Амура в 2013 году, наряду с предшествующей снежной зимой и затяжным весенним половодьем, была уникальная синоптическая обстановка над данной территорией.

Так, обильные летние осадки стали следствием серии мощных полярно-фронтовых циклонов, начиная уже со второй половины июня. Все циклоны в этот период двигались вдоль крайне редкой в плане истории наблюдений траектории – от континентальных районов Центральной Азии к восточной окраине материка вдоль долины Амура. Это стало результатом аномального углубления муссонной депрессии над сушей и смещением отрога блокирующего

гавайского антициклона на 10–15° в северо-западный район Тихого океана [Семенов и др., 2017].

В результате на многих метеостанциях месячные нормы осадков (рассчитанные по данным Гидрометцентра РФ за 1961–1990 гг.) были превышены в несколько раз, а наибольшее количество осадков в бассейне Амура в 2013 году выпало в июле-августе, при этом максимальные значения осадков приурочены к Нижне-Зейской равнине и горным системам на юге и юго-востоке бассейна (рис. 5.12).

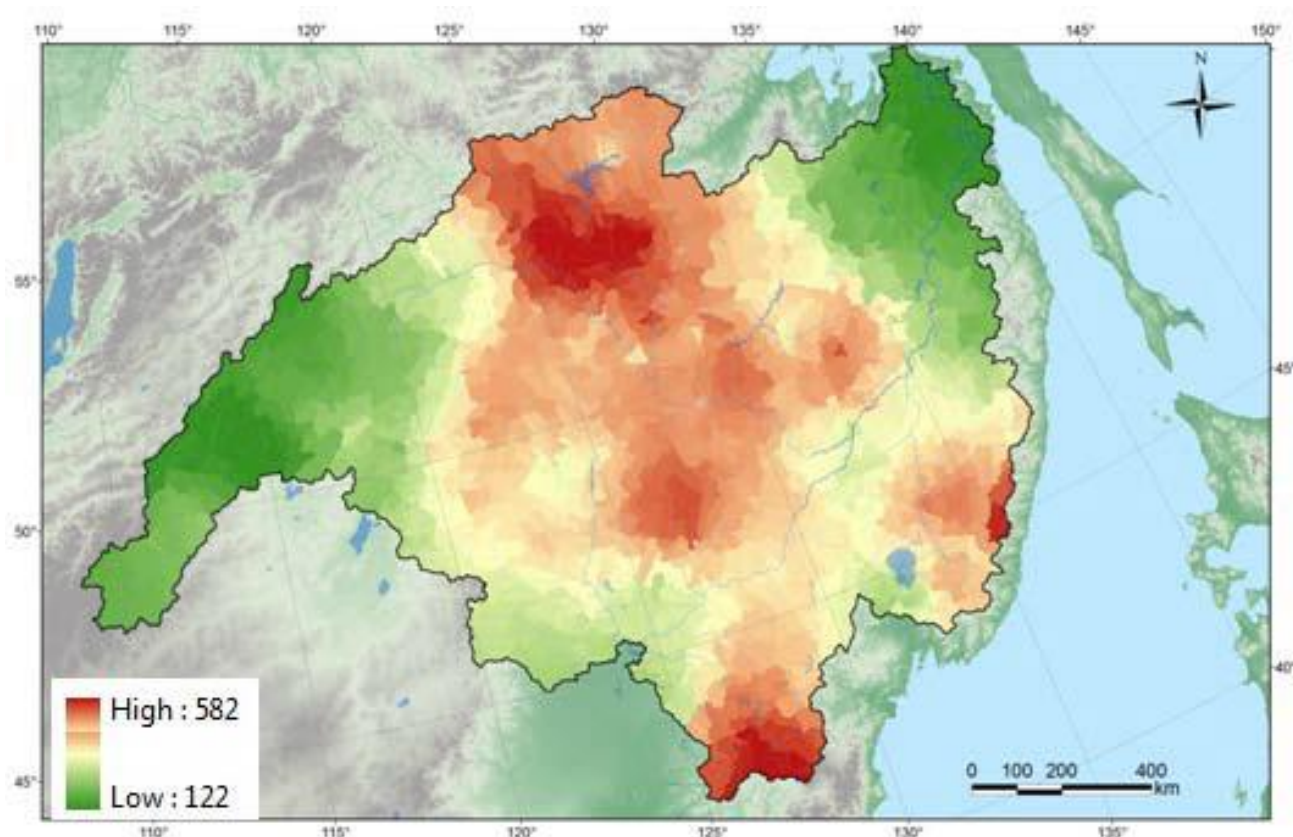


Рис. 5.12. Пространственное распределение суммы измеренных осадков (мм) в бассейне Амура за июль и август 2013 г. (в легенде показаны верхняя и нижняя границы суммы) [Калугин, 2016].

5.3.3. Масштабные "сдвиги" в функционировании речных бассейнов

Подобные описанным выше масштабные атмосферные процессы, сопровождающиеся обильными продолжительными дождями на обширной территории, приводят к тому, что типичные СРБ с площадями водосборов порядка 10–30 тыс. км² становятся на *некоторое* время функционально стокоформирующими.

Трансформация паводочной волны, осуществляемая в пределах средних речных бассейнов транзитными ландшафтами, выражается в снижении соответствующего модуля пикового стока по длине реки. Если величина этого модуля не изменяется или возрастает, то следует го-

ворить о контррегулировании стока, т.е. о его формировании в процессе прохождения паводка.

В таблице 5.2 приведены случаи контррегулирования стока в условиях чрезвычайно высокого атмосферного увлажнения в 1981 и 1984 годах в Нижнем Приамурье, а также при выпадении интенсивных дождей в бассейне рек Юрин, Уссури и Раздольной. Здесь под термином "прирошенная площадь водосбора" понимается величина площади водосбора, отсекаемая соседними гидрологическими постами.

Обращает на себя внимание чрезвычайно экстремальная паводковая ситуация в бассейне р. Буреи в июле 1984 года. Модули мгновенных пиковых расходов в верховьях реки (где площадь водосбора существенно превышает площадь МРБ, достигая 5 000 км²) достигают и превышают 500 л·с/км², оценку сверхкритического расхода воды, превышение которой указывает на катастрофический паводок очень редкой повторяемости [Гарцман, 2001]. При этом удельный мгновенный максимальный расход на реке у пос. Усть-Ниман (площадь водосбора 26500 км², т.е. на типичном СРБ) намного превысил указанный выше критерий формирования паводка поверхностного генезиса на МРБ – 90 л/с·км².

Таблица 5.2

Характеристики экстремальных дождевых паводков на юге Дальнего Востока

Река – пункт	Площадь водосбора, км ²	Дата	Мгновен. макс. модуль стока, л/с·км ²	Мгнов. макс. модуль стока прирошенной площади водосбора, л/с·км ²
Бассейн р. Бол. Бира, Еврейская автономная область				
Сутара – ст. Известковая	1570	22.08.1981	77,7	-
Бол. Бира – ст. Биракан	2910	22.08.1981	95,5	116
Бол. Бира - Биробиджан	7560	23.08.1981	145	210
Сутара – ст. Известковая	1570	12.09.1984	66,9	-
Бол. Бира – ст. Биракан	2910	12.09.1984	66,0	64,9
Бол. Бира - Биробиджан	7560	12.09.1984	127	165
Бассейн р. Бурея, Хабаровский край				
Юрин – пос. Таланджа	782	24.06.1966	297	-
Юрин – разъезд Аланап	3130	25.06.1966	233	212
Юрин – пос. Таланджа	782	25.07.1972	128	-
Юрин – разъезд Аланап	3130	26.07.1972	456	140
Прав. Бурея – в 8 км выше устья	1680	02.07.1984	816	-

Река – пункт	Площадь водосбора, км ²	Дата	Мгновен. макс. модуль стока, л/с·км ²	Мгнов. макс. модуль стока приращенной площади водосбора, л/с·км ²
Бурея – в 6,5 км выше устья р. Усмань	4880	02.07.1984	609	500
Бурея – Усть-Ниман	26500	03.07.1984	330	297
Бассейн р. Хор, Хабаровский край				
Хор – пос. Среднехорский	14500	05.08.1981	242	-
Хор – пгт Хор	24500	07.08.1981	222	194
Хор – пос. Среднехорский	14500	27.08.1981	154	-
Хор – пгт Хор	24500	29.08.1981	136	108
Бассейн р. Уссури, Приморский край				
Уссури – метеост. Березняки	536	09.09.1962	220	-
Уссури – с. Бреевка	1800	09.09.1962	281	307
Уссури – пгт Кировский	24400	13.09.1962	227	223
Павловка – с. Антоновка	2670	24.08.1984	65,5	-
Павловка – с. Уборка	3350	24.08.1984	75,1	118
Арсеньевка – с. Виноградовка	940	23.08.1984	613	-
Арсеньевка – с. Анучино	2480	23.08.1984	314	131
Арсеньевка – с. Яковлевка	5180	25.08.1984	222	138
Суйфун – Гидростанция 1	1338	25.08.1968	65,8	-
Раздольная – с. Новогеоргиевка	10500	25.08.1968	117	125
Раздольная – с. Тереховка	15500	26.08.1968	114	108
Суйфун – Гидростанция 1	1338	01.09.1968	146	-
Раздольная – с. Новогеоргиевка	10500	01.09.1968	104	97,6
Раздольная – с. Тереховка	15500	02.09.1968	114	136

Резкое увеличение – в 3,5 раза – текущей удельной водоносности, вызванное обильными дождями, наблюдалось в области транзита стока в июле 1972 года на р. Юрин (система р. Буреи).

Для оценки обеспеченности экстремальных расходов анализ предыстории процессов паводкоформирования должен охватывать период в десятки лет, что, в частности, предполагает

учет достаточно продолжительных временных рядов осадков и стока, проверку их статистической неоднородности, анализа физической обусловленности неоднородности и т.д.

В частности, нелинейные эффекты в процессах формирования катастрофического паводочного стока, будучи формализованы средствами математической статистики, обнаруживают не гауссовские, а степенные законы распределения максимумов паводков и наводнений [Найденов, 2004]. В отличие от гауссовских эти законы указывают на гораздо бóльшую вероятность катастрофических наводнений.

5.4. Специфика локального влагооборота в малых речных бассейнах

Кардинальное обновление технических средств наблюдений за элементами водного цикла в сочетании с развитием средств математического моделирования породило за последние два десятилетия принципиально новые исследовательские возможности в части полноты, качества и пространственно-временного разрешения наблюдений, а также их усвоения в разработанных моделях.

В данном разделе изложен новый концептуальный подход к организации натурных исследований локального приповерхностного влагооборота, обозначенный термином «мобильный стационар» [Гарцман, Шамов, 2015]. Суть его заключается в организации высокотехнологичных интенсивных детальных наблюдений на небольших репрезентативных природных полигонах – малых речных бассейнах I-IV порядков – в течение нескольких сезонов (годовых циклов) с целью максимально широко и многократно охватить диапазон условий увлажнения.

Достоинством подхода является возможность быстрого развертывания работ на каждом объекте и периодической смены объектов для охвата исследованиями обширной территории. Особенно это актуально для регионов, подобных Дальнему Востоку России, – весьма разнообразных по природным условиям и слабо изученных в гидро- и геоэкологическом отношении.

По идеологии концепция "мобильного стационара" восходит к организации комплексных научных экспедиций АН СССР, МГУ, ГГИ в слабоизученных регионах [Берсенева, 2006; Водные ресурсы рек зоны БАМ, 1977; Тепловлагообмен в мерзлотных..., 2007; и др.]. Данная концепция определяет новую эффективную основу организации инженерно-гидрометеорологических и инженерно-экологических изысканий, хотя эти аспекты не рассматриваются в диссертации специально.

5.4.1. Инновационный методический подход

«Мобильный стационар» представляет собой комплекс инновационных методов полустационарных и/или экспедиционных натурных исследований суточной, синоптической и сезонной динамики влагооборота на репрезентативных малых речных бассейнах, включая изучение процессов формирования стока воды, наносов и растворенных веществ. При этом преду-

считается сохранение полученных данных в электронных базах общедоступных форматов и их усвоение в рамках современных математических моделей высокого разрешения. Идейной основой подхода является представление о целостности системы водных и связанных с ними вещественных циклов в пределах малого водосбора, включающей транспирационный (суточный), паводочный (синоптический), вегетационный (сезонный) и др. [Гарцман, Шамов, Третьяков, 1993]. Процесс формирования речного стока интегрирует эти циклы, которые «улавливаются» современными средствами наблюдений даже в малых пространственно-временных масштабах.

Принципы организации исследования формулируются следующим образом.

1. *Комбинирование гидрометеорологических и гидрохимических наблюдений*, что позволяет широко использовать метод трассирования водных масс на основе концентраций растворенных химических соединений и природных изотопов [Шамов и др., 2013]. Метод трассеров зарекомендовал себя как эффективный инструмент исследования механизмов влагооборота [Тимофеев, Панов, 1962; Эдельштейн, Смахтина, 1991; Elsenbeer et al., 1995; Ladouche et al., 2001 и др.]. С применением статистической геохимической модели анализа смешения источников питания ЕММА [Губарева и др., 2015; Семенов, Снытко, 2013; Cristophersen, Hooper, 1992] метод становится надежным способом исследования структуры и динамики водных масс, ключевых элементов водного цикла.

2. *Репрезентативность объектов исследований* – в бассейне должно быть представлено типичное для данного региона сочетание ландшафтных условий. Однако исследования могут охватывать также и особые природные, либо природно-хозяйственные объекты – заповедники, агроландшафты, урболандшафты и т.п.

3. *Создание баз пространственных геоданных* объектов исследований, содержащих информацию обо всех основных ландшафтных компонентах (рельеф, геология, климат, почвы, растительность, землепользование и т.д.) в виде цифровых растровых или векторных слоёв.

4. *Интенсивная система регистрации* гидрометеорологических и гидрохимических характеристик с помощью автономно работающего цифрового оборудования, сконцентрированного на небольшой площади с высоким временным разрешением регистрации данных о процессах влагооборота.

5. *Оперативность*, т.е. возможность быстро развернуть и свернуть наблюдательную сеть силами небольшого коллектива.

6. *Полнота охвата* – инструментальные измерения должны охватывать, по возможности, все компоненты и значимые этапы приземного влагооборота в пределах исследуемого объекта.

7. *Сочетание методов* автоматической фоновой регистрации характеристик влагооборота с методами специальных «ручных» гидролого-гидрохимических съёмок, направленных на детальное освещение пространственного разнообразия процессов, и дополняющих информацию автоматических регистраторов. Съёмки включают периодический отбор проб атмосферных, подкрановых, почвенных, подземных и речных вод, а также эпизодические измерения стока на представительной выборке малых рек и приповерхностных склоновых потоков.

8. *Сохранение первичных данных* инструментальных наблюдений, по мере их накопления, в электронных базах общедоступных форматов. Использование этих данных для сравнительного тестирования, параметризации и верификации современных гидрологических и гидроэкологических моделей высокого разрешения.

Высокая технологичность наблюдений избавляет от необходимости привлекать к ним большие человеческие, финансовые и временные ресурсы, ограничивая численность исследовательских групп несколькими технически вооружёнными специалистами, а период работ на одном объекте – тремя-пятью сезонами (годовыми циклами).

Пункты 3 и 8 из вышеперечисленных увязывают концепцию «мобильного стационара» с современной идеологией создания компьютерного образа речного бассейна, включающего развитую структуру пространственно-временных данных и адекватный набор структурно-морфологических, функциональных и динамических моделей. Все это позволяет в сравнительно короткое время получить достаточный объём данных о типичных геосистемах крупного региона, подобного Дальнему Востоку России, и провести их эффективный общегеографический и дисциплинарный анализ.

5.4.2. Средства и методы специальных наблюдений

Описание средств и методов наблюдений приводится здесь на основании опыта натурных исследований, выполненных в 2011–2016 годах на территории Верхнеуссурийского биологического стационара ФНЦ биоразнообразия ДВО РАН и экспедиционной базы ТИГ ДВО РАН "Смычка".

Ниже изложены результаты исследований на Верхнеуссурийском стационаре. Район исследований охватывает бассейн реки Правой Соколовки, имеющей IV порядок и площадь 45,0 км², расположенный в Чугуевском районе Приморского края и относящийся к системе Верхней Уссури. Основные наблюдения сосредоточены в верховьях р. Прав. Соколовки на площади около 20 км² (рис. 5.13).

В 1960–1990 годах на Верхнеуссурийском стационаре выполнялась обширная программа исследований по экологии горных лесов [Жильцов, 2008; Кожевникова, Дюкарев, 2011], что дало возможность воспользоваться материалами предшествующих исследований, а также некоторыми специальными сооружениями для собственных наблюдений.

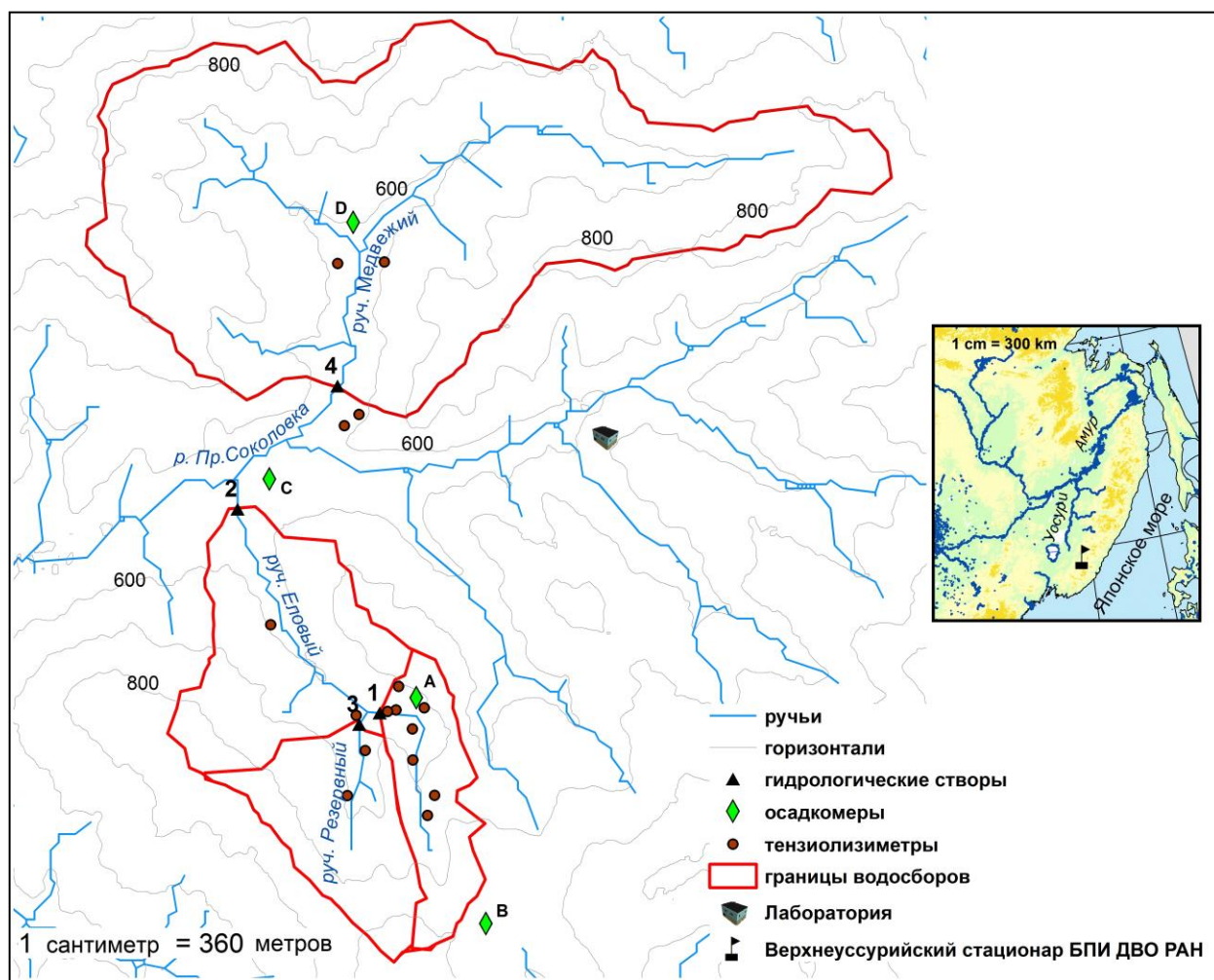


Рис. 5.13. Схема Верхнеуссурийского стационара ФНЦБ ДВО РАН. Условные обозначения: тонкая пунктирная линия – границы экспериментальных водосборов, 1 – руч. Еловый – плотина №4, 2 – руч. Еловый – устье, 3 – руч. Резервный - устье, 4 – руч. Медвежий Ключ.

Размещение пунктов и порядок наблюдений. Наблюдения за осадками выполнялись с помощью двух автоматических осадкомеров / метеостанций, установленных на расчищенных от леса площадках размером не менее 30×30 м. Один из осадкомеров установлен на водоразделе руч. Елового на высоте около 900 м, другой – в долине р. Правой Соколовки вблизи устья руч. Елового на высоте около 500 м. Метеостанции, регистрирующие температуру и влажность воздуха, осадки, скорость и направление ветра, поток солнечной радиации, устанавливались на правом (южном) склоне водосбора руч. Елового, вблизи плотины № 4 – бетонного водослива с широким порогом (высота около 600 м н.у.м.) и в центральной части водосбора руч. Медвежий Ключ (высота около 550 м н.у.м.).

Наблюдения за стоком были сосредоточены в основном на четырех гидрометрических постах сезонного действия: три из них – в бассейне руч. Елового, один – в бассейне руч. Медвежий Ключ. Посты оборудованы металлическими сваями и цифровыми регистраторами уров-

ня, температуры и электропроводности воды.

На водосборе руч. Елового один пост расположен вблизи устья Елового (II порядок), два других замыкают водосборы основных его притоков – руч. Елового (I порядок) у плотины № 4 до слияния с руч. Резервным, и самого руч. Резервного (II порядок). Система вложенных таким образом бассейнов позволяет осветить широкий спектр условий формирования стока первичных элементов речной сети. Сезонный пост на руч. Медвежий Ключ организован вблизи его устья и контролирует сток с относительного крупного водосбора, имеющего отличную от водосбора руч. Елового геологическую историю (табл. 5.3).

Таблица 5.3

Характеристика объектов исследований на Верхнеуссурийском стационаре ФНЦБ ДВО РАН

Река – створ, площадь водосбора F, км ² . Возраст пород бассейна	Период исследования, годы. Кол-во проб, n	Измеренные химические показатели состава речных вод
Еловый – плотина 4, F = 0.77 Верхний мел, приморская свита	2011–2014 n = 141	Минерализация M, мг/л Растворенный органический углерод, DOC, мг/л Показатель кислотности в форме концентрации H ⁺ , мкг/л
Еловый – устье, F = 3.47 Верхний мел, приморская свита	2012–2014 n = 112	HCO ₃ ⁻ , мг/л Cl ⁻ , мг/л SO ₄ ²⁻ , мг/л NO ₃ ⁻ , мг/л
Резервный – устье, F = 1.05 Верхний мел, приморская свита	2013–2014 n = 82	Ca ²⁺ , мг/л K ⁺ , мг/л Mg ²⁺ , мг/л Na ⁺ , мг/л
Медвежий Ключ – устье, F = 7.67 Нижняя и средняя юра, окраинская свита	2014 n = 27	SiO ₂ , мг/л Al, Fe _{общ} , рассеянные металлы (2011–2012 гг.)

Непрерывная регистрация гидрометеорологических данных выполняется в период с конца мая по начало октября, в соответствии с поставленной задачей исследований. Первичные записи приборов пересчитываются в часовой интервал и сохраняются в базе данных.

Все посты оборудованы гидростатическими цифровыми регистраторами («дайверами»), выполнявшими непрерывную запись уровня и температуры воды с шагом по времени 15 минут. Ещё более эффективными являются «тройные» датчики, регистрирующие одновременно уровень, температуру и электропроводность (минерализацию) воды, что даёт максимум оператив-

ной информации о генезисе стока. 15-минутное разрешение регистрации можно считать стандартным для современных систем гидрометеорологического мониторинга [Бугаец и др., 2013].

Данные регистраторов уровня воды использованы для расчетов расходов с использованием кривых $Q = f(H)$. Кривые строились на основании учащенного измерения расходов на постах, выполняемых ежедневно в периоды значительной водности, дважды в сутки при прохождении паводков и раз в 2–4 суток в периоды устойчивой затяжной межени. Инструментальные измерения расходов выполнялись в качестве основного метода. В качестве дополнительных использовались объемный метод измерения расхода и метод ионного паводка. Расчетные расходы по часовым интервалам также сохранялись в электронных базах данных.

Каждый раз одновременно с измерением расхода отбирались пробы воды в водотоках для химического анализа, что обеспечивало их гидрохимический мониторинг. Систематически отбирались пробы атмосферных осадков на открытом месте (10 и более за сезон) и под кронами деревьев в различных типах леса (4–5 за сезон в каждой точке), а также почвенных вод в местах их естественной концентрации с помощью тензиолизиметров (8–15 за один сезон в каждой точке). Для всех проб определялись физико-химические показатели, макросостав и содержание микроэлементов. Целесообразно также определение природных изотопов кислорода и водорода $\delta^{18}\text{O}$ и δD , а также, в зависимости от задач, некоторых других изотопов [Ферронский, Поляков, 2009; Mook, 2001].

Для исследования пространственных закономерностей стокоформирования периодически выполнялись гидролого-гидрохимические съемки в пределах бассейна Правой Соколовки. Съемка заключается в быстром (не более 2–3 дней) измерении расходов и отборе проб воды в период стабильной водности по 10–20 малым водотокам I–III порядков. Выполнение съемок предполагает максимальный охват сезонной динамики водного режима и разнообразия ландшафтных условий бассейна. Дополнительно на экспериментальном объекте периодически выполняются съемки влажности почв, измерения испарения и транспирации.

Полевое измерительное оборудование, которое можно эффективно использовать в рамках рассматриваемой концепции, не требует, за некоторыми исключениями, особых навыков и очень больших финансовых затрат.

Автоматические метеорологические станции типа WS-GP1 Delta-T выполняют непрерывную регистрацию температуры и влажности воздуха, осадков, направления и скорости ветра, суммарной солнечной радиации, с интервалом в 15, 30 минут или 1 час. Площадь приемного отверстия осадкомера в составе метеостанции составляет 160 см^2 , точность измерения осадков оценивается в 2 %. Автоматические осадкомеры HD2013 Delta-OHM с площадью приёмной поверхности 400 см^2 измеряют осадки с разрешением 0.203 мм и интервалом времени – 5, 10, 15, 30 мин

или 1 час.

Уровень, температура и общая минерализация воды в реке регистрируется автоматическим гидростатическим регистратором типа LTC Leverlogger Junior Solinst, или Dipper-3TEC SEBA, или САМ ПР-5 (производитель ООО "ИнФлай", ИМКЭС СО РАН, г. Томск). Данные устройства осуществляют непрерывную запись с шагом по времени 5, 10, 15 или 30 мин. Эффективная полевая точность регистрации уровня воды (ключевой характеристики) – 1 мм. Расходы воды измеряются с помощью высокоточного электромагнитного измерителя скорости типа FlowSens SEBA Hydrometrie, в периоды активного проведения работ ежедневно, а во время прохождения паводка – два и более раз в сутки. Для полевого экспресс-определения ряда физико-химических показателей воды, а также для измерения расходов воды методом ионного паводка, используется мультипараметрическая система контроля качества воды YSI Professional Plus.

Для исследований динамики влагозапаса в верхнем слое почвенного профиля применяется система измерения объемной влажности почв Thetaprobe Delta-T, включающая портативный контроллер Manual Meter HH2 и два профильных зонда для измерений в слое глубиной 10 и 50 см.

Для расчетов испарения использовались градиентные метеорологические наблюдения в различных типах леса на склонах разной экспозиции, регистрируемые датчиками температуры и влажности воздуха типа TPB-2 (ООО "Инженерные технологии"), а также указанных выше метеостанций. Для прямого измерения транспирации через интенсивность потока влаги в стволах деревьев был использован тепловой датчик Sap Flow Meter типа FLGS-TDP XM1000, Dynamics Inc., здесь применимы также его многоканальные аналоги.

Для отбора проб атмосферных вод применялись полиэтиленовые конусы пирамидальной формы, подвешиваемые под открытым небом на расстоянии не менее 3–5 м от деревьев. Размер конусов позволяет отбирать не менее 0,5 л воды при выпадении 3 мм осадков. Аналогичные конусы применяются для сбора осадков под кронами деревьев в разных типах леса. Для отбора вод из почв ненарушенного сложения применяются вакуумные лизиметры (тензиолизиметры) типа DIK-8392, Daiki Rike Kogyo Co., длиной 0,5 и 1,0 м с керамическими наконечниками. Они устанавливаются вертикально на разных глубинах – от 0,2 до 1,0 м – в местах концентрации влаги, приуроченных к различным почвенно-растительным условиям. При необходимости анализа вод на рассеянные металлы необходимо использовать тензиолизиметры с наконечниками из карбида кремния.

Лабораторные анализы. Во всех пробах определялись основные макрокомпоненты и микроэлементный состав. В пробах речной и родниковой воды на месте, а в остальных пробах – в полевой лаборатории в день отбора, измерялись температура, электропроводность, общая минера-

лизация, pH, растворенный кислород (кроме дождевых и почвенных вод) и концентрация NO_3^- с помощью мультипараметрического анализатора воды типа YSI Professional Plus. В день отбора в полевой лаборатории во всех пробах pH измерялся также с помощью pH-метра типа «Эксперт-001» (ООО "Эконикс-Эксперт"), либо "Mettler-Toledo", либо "150-МИ". Содержание гидрокарбонат-иона определялось потенциометрическим титрованием в нефiltroванных пробах по стандартной методике, а остальные компоненты – после фильтрации через фильтр Durapore Millipore с размером пор 0.45 мкм.

Для проведения анализов методами AAS и ICP-MS пробы после фильтрации подкислялись азотной кислотой. Содержание главных анионов (Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) определялось на жидкостном хроматографе Shimadzu LC 10Avp, главных катионов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) – на атомно-абсорбционном спектрометре Shimadzu AA 6800. Определение кремния производилось спектрофотометрическим методом.

Содержание рассеянных элементов (а также валового железа и марганца) оценивалось методом ICP-MS (Agilent 7500 cx Series). Определение содержания растворенного органического углерода ($\text{DOC}_{\text{общ}}$) в воде выполнялось с помощью TOC-анализатора (Shimadzu TOC-V_{CPN}). Анализ проб воды на содержание (соотношение) природных изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и δD осуществлялся с помощью инфракрасного лазерного спектрометра Picarro L2120-i.

В течение сезона интенсивных наблюдений обычно проводится отбор 300–400 проб воды, охватывающих широкий диапазон условий стокоформирования. Это количество проб позволяет в течение 3–5 месяцев провести их анализ на указанном выше оборудовании и подготовить сводку первичных гидрохимических данных.

Базы геоданных и данных инструментальных наблюдений. Вопросы создания геоинформационного обеспечения частично рассмотрены в ряде публикаций [Бугаец и др., 2013; Гарцман, 2014; Ли и др., 2009] и требуют дальнейшей специальной разработки. В общем случае оно должно включать в себя: наборы цифровых топографических карт и тематических слоев различных масштабов (1:2 500 000 – 1:25 000), выполненных с координатной привязкой в единой проекции; структуру гидрографической сети и частных водосборов бассейна; сеть пунктов мониторинга и точек измерений (опробований); базы первичных и обработанных данных точечных инструментальных наблюдений.

5.4.3. Результаты, полученные на основе данных высокого временного разрешения

Многопрофильность проблематики определяет широкий спектр возможных фундаментальных и прикладных задач. Ниже обсуждаются лишь некоторые, по которым имеется опыт постановки задачи и получены оригинальные результаты.

Детализированная характеристика элементов влагооборота. Использование высокоточных приборов с непрерывной записью для наблюдений на очень малых водосборах дает информацию, существенно отличающуюся от данных стандартных наблюдений, имеющих меньшее пространственно-временное разрешение. Это позволяет выявить ряд особенностей режима первичных звеньев речной сети и существенно скорректировать представления о тонких механизмах формирования стока, обычно скрадываемых за счет «грубости» традиционных данных. Понятие «грубости» здесь включает невысокую точность измерений, суточный интервал осреднения и размер бассейнов, практически всегда многократно больший, чем первичное звено речной системы.

Первой важной особенностью является **выраженный суточный ход** речного стока. Нашими наблюдениями выявлены циклические колебания уровней воды в теплый период, с максимумом ночью и минимумом днем и размахом порядка 5–10 мм. Они отчетливо выражены почти во всем измеренном диапазоне интенсивности стока – вплоть до величины модуля около $80 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$, выше которой они практически уже не просматриваются (рис. 5.14).

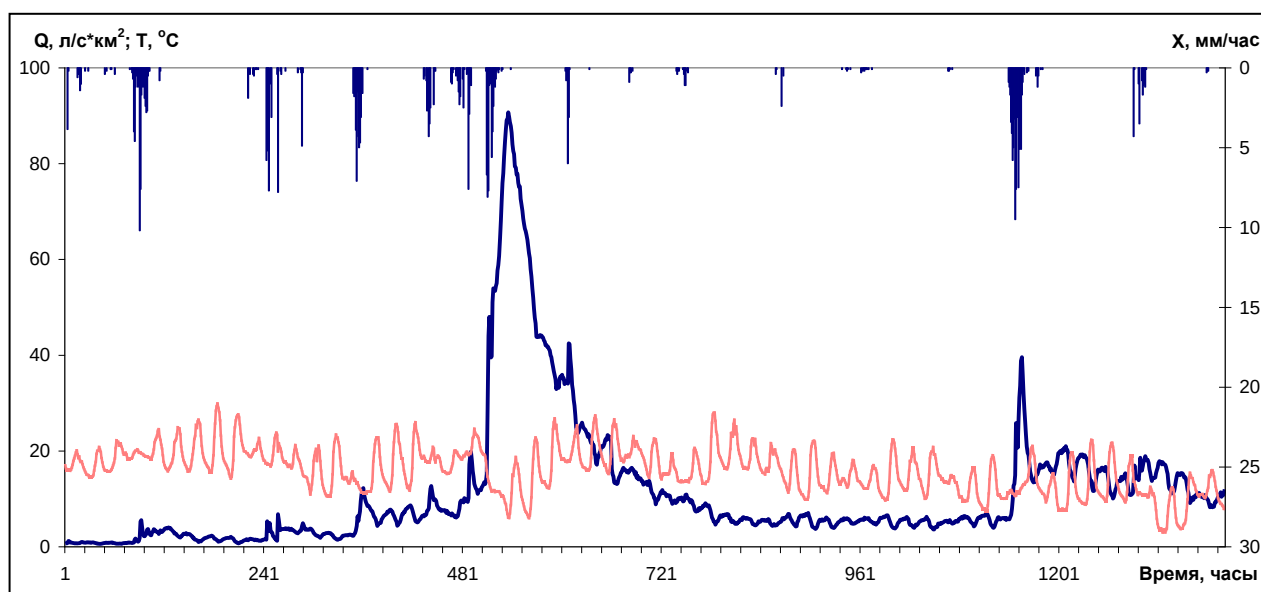


Рис. 5.14. Суточная и синоптическая динамика характеристик влагооборота в бассейне руч. Елового в июле–сентябре 2012 г. Условные обозначения: 1 – осадки, X , мм/час; 2 – модуль руслового стока ручья у плотины № 4, Q , л/с·км²; 3 – температура воздуха на высоте 2 м, T , °C.

В периоды низкой межени колебания фиксируется «на глаз» – малые водотоки могут систематически пересыхать ко второй половине дня, а следующим утром в них снова отмечается значительный поток воды.

Очевидно, что суточный ход стока в таких условиях может быть объяснен только процессом транспирации, изменяющимся в «противофазе» – усиленное испарение в дневные часы

практически прекращается ночью. Циклическая суточная динамика водотоков проявляется широко и разнообразно, но до сих пор не привлекала значительного внимания отечественных специалистов. В русскоязычной литературе описания внутрисуточного хода стока (уровней) немногочисленны, относятся к частным случаям их проявления, либо к особым, уникальным условиям [например, Виноградов, Купцов, 1980; Шамов, 1998; Шамов и др., 2013]. Уровень изученности и обобщения данного явления явно не соответствует его важности и универсальному характеру проявления. Во многих зарубежных странах, где высокоточное автоматизированное оборудование давно и широко используется для наблюдений элементов водного режима, явление суточного хода стока является предметом интенсивных исследований. В частности, уже выполнены его функциональные классификации и географические обобщения [Lundquist, Cayan, 2002].

Вторым важным аспектом полученных данных является возможность более детально наблюдать отклик бассейна на единичное воздействие в виде дождя достаточно большой интенсивности. Сейчас наиболее распространено элементарное представление об отклике бассейна на единичный дождь в виде единичного паводка. Сдвиг по времени между воздействием и откликом называется временем добегания, временем концентрации и другими терминами. Однако, поскольку концептуальные представления о бассейне предполагают наличие в нем компонент (водных масс) с различным временем реакции на осадки, то каждая из них должна формировать собственный единичный паводок в ответ на единичный дождь.

Высокоточные измерения позволяют зафиксировать это явление. На рисунке 5.14 на ряде примеров видно, что одиночный дождь значительной интенсивности формирует как минимум два пика водности. Первый из них имеет острую форму и следует за дождем очень быстро, за время порядка 2 часов. Его формирует часть дождя, выпавшая непосредственно на поверхность постоянных водотоков и хорошо выработанных ложбин, где образуются временные водотоки. Это подтверждается рациональным соотношением между измеренными скоростями потока (0.25–0.40 м/с), протяженностью водотоков (до 1500 м) и временем добегания 2 часа (7200 секунд).

Очевидно, величина 2 часа – характерное время реакции склоновой подсистемы (время добегания склоновых вод, согласно [Гарцман и др., 1971], составляет первые часы). В зависимости от степени увлажнения склонов и объема дождя второй максимум стока может быть как ниже, так и выше первого, однако характерное время сдвига достаточно устойчиво, имея тенденцию к увеличению с ростом увлажненности. Вероятно, эта тенденция отражает возрастание стокоформирующей части склонов, что увеличивает пути и время добегания [Губарева и др., 2015; 2016].

Ещё более информативны данные «тройного» регистратора, фиксирующего одновременно уровень воды, её температуру и минерализацию. На рисунке 5.15 представлена запись одного из рядовых паводков, прошедших летом 2013 года.

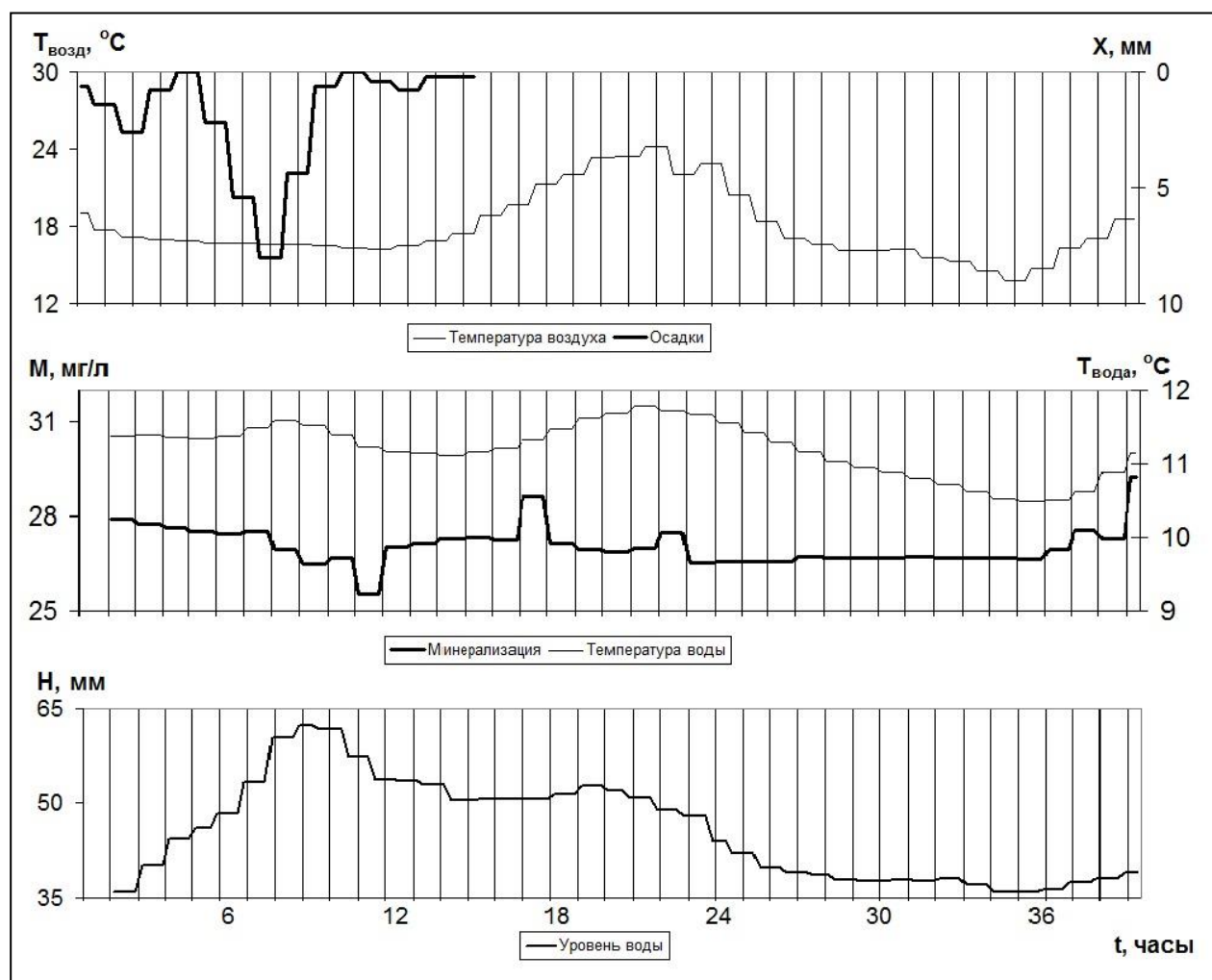


Рис. 5.15. Динамика гидрометеорологических характеристик в бассейне руч. Елового 2–4 июня 2013 г. Условные обозначения: $X, \text{мм}$, – осадки; $T_{\text{возд}}, ^\circ\text{C}$, – температура воздуха на 2 м; $T_{\text{вода}}, ^\circ\text{C}$, – температура воды в ручье у плотины № 4; $H, \text{мм}$, – уровень воды у плотины № 4.

При «компактном» гиетографе ливня отчетливо проявляется «расщепление» отклика бассейна, выраженное двухвершинностью паводка, причем острый первый пик проходит с задержкой 2–3 часа, а пологий второй – порядка 10 часов. При прохождении первого пика минерализация воды падает, а её температура растет, хотя пик проходит ночью, когда температура воздуха сильно снижается. Он формируется ультрапресными сравнительно тёплыми дождевыми водами, почти не подвергшимися трансформации при кратковременном движении по хорошо разработанным путям стекания.

Второй пик сопровождается возрастанием минерализации, которая превышает предпаводочную, в то время как температура воды начинает следовать изменениям температуры воз-

духа. Очевидно, второй пик формируется приповерхностным склоновым стоком, который концентрируется в виде потоков, практически свободно текущих в пределах узких полос грубообломочных отложений – естественных склоновых дренажей [Шамов и др., 2015; Shamov et al., 2017].

Типы водных масс и генетическая структура стока. Результаты исследований ионного состава вод малого речного бассейна в теплый период позволили выделить восемь генетических типов вод на основе различий по макросоставу [Болдескул и др., 2014; Boldeskul et al., 2016]. Это воды 1) циклонических осадков, 2) внутримассовых осадков, 3) подкроновые, 4) склоновые (почвенные), 5) подземные; 6) меженного стока, 7) низких паводков, 8) средних и высоких паводков.

Были выявлены четыре основные группы компонентов макросостава речных вод, связи концентраций которых с водностью потока различны: а) прямые, б) обратные, в) не выражены, г) имеют сложный характер.

Циклонические осадки представляют собой слабоминерализованные воды, в анионном составе которых преобладают сульфат-, нитрат- и гидрокарбонат-ионы, а среди катионов преобладают ионы водорода и кальция. Внутримассовые осадки также содержат существенные количества сульфат-, нитрат-ионов, а среди катионов возрастает доля калия, что, в первую очередь, объясняется влиянием биоты.

Почва является основным источником гидрокарбонатов, сульфатов, кальция, магния, натрия, а также растворимых форм кремния. Склоновые воды можно разделить на две основные группы: 1) сульфатные, формирующиеся в основном в верхней части бассейна под влиянием иллювиально-гумусовых процессов почвообразования и 2) сульфатно-гидрокарбонатные, генетически связанные с бурыми горнолесными почвами нижней части бассейна. Химический тип речных вод достаточно устойчив, формируется в почвенно-грунтовой толще и не меняется с повышением расходов [Болдекул и др., 2014].

Значимые связи установлены между водностью рек и содержанием нитратов, растворенного органического углерода, сульфатов, кремния (рис. 5.16). Эти компоненты могут выступать в качестве индикаторов генетических типов вод (трассеров). Во всех типах вод среди рассеянных металлов преобладают алюминий, цинк, железо, марганец и бор. Речные воды отличаются более высокими содержаниями бария, а атмосферные осадки – повышенными содержаниями меди, никеля, свинца, кадмия, мышьяка [Boldeskul et al., 2016].

В результате авторских экспериментальных работ отработана методика разделения гидрографа стока на генетические составляющие – доли дождевых вод, почвенных вод и подземного питания. Расчеты выполнены на основании совместного анализа данных детальных гидрологических и гидрохимических наблюдений с применением геохимической модели ЕММА.

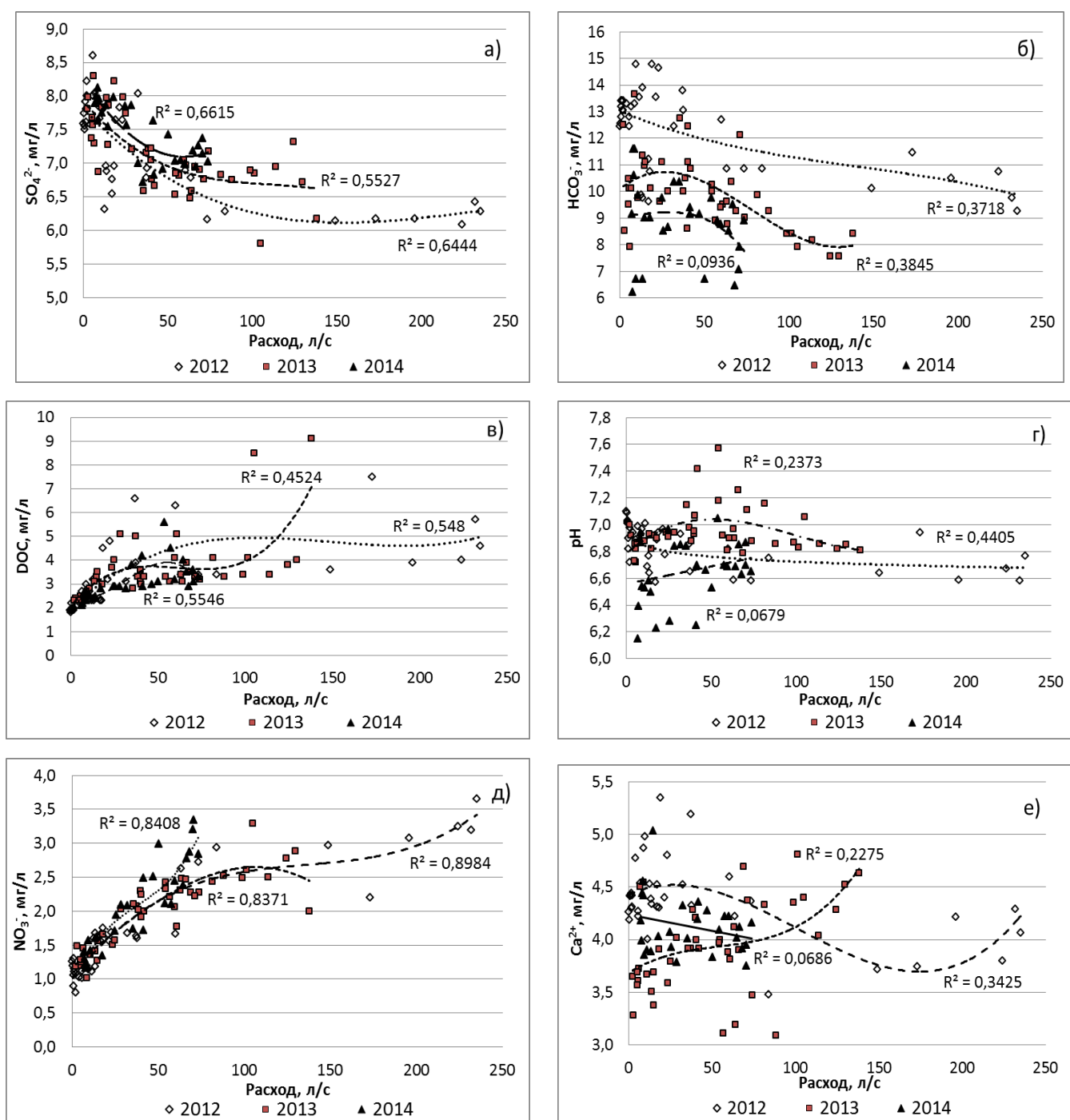


Рис. 5.16. Соотношение содержания ряда растворенных веществ и величин расходов воды в руч. Еловом – устье. Данные наблюдений 2012–2014 гг.

Результаты расчетов рационально интерпретируются и дают возможность анализировать взаимную динамику различных источников питания ручья в летне-осенний паводковый период. На рисунке 5.17 приводится пример такого расчленения гидрографа [Губарева и др., 2015].

Для подтверждения устойчивости результатов и эффективности методики в 2014–2016 аналогичные исследования проводились на объектах, находящихся в иных физико-географических условиях – в Прибайкалье [Кичигина и др., 2016] и в Центральной Якутии.

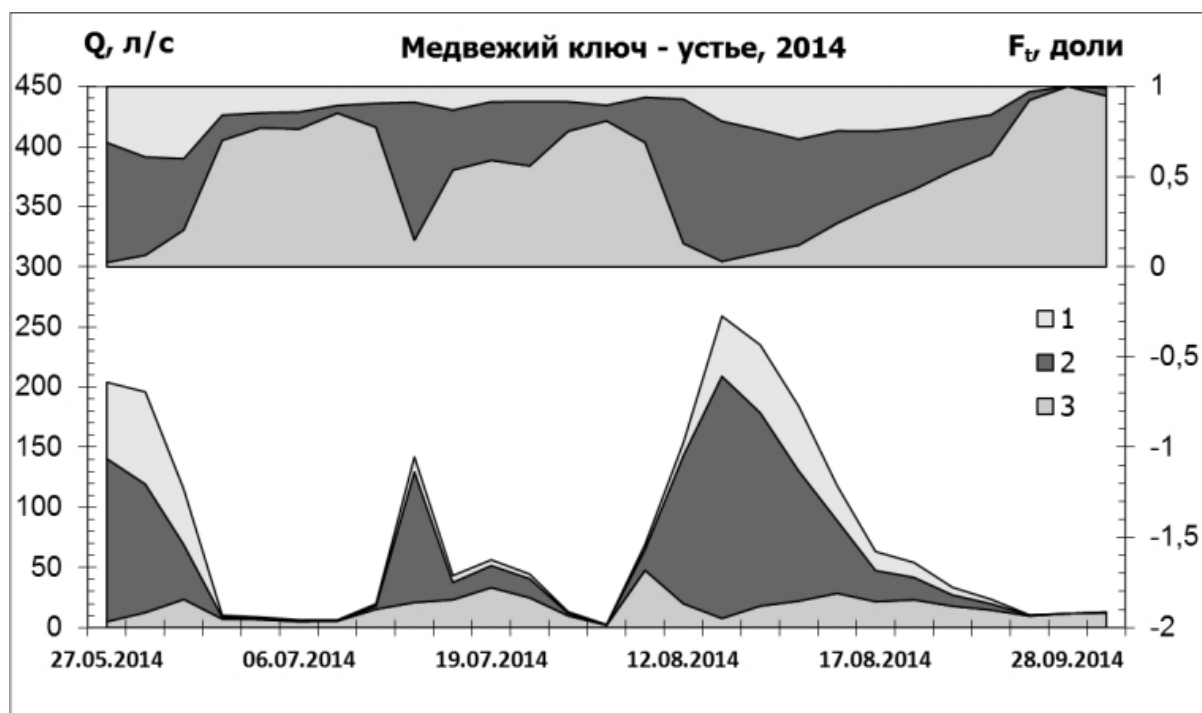


Рис. 5.17. Пример разделения гидрографа стока руч. Медвежий Ключ на генетические составляющие (источники питания): 1) атмосферные, 2) склоновые, 3) грунтовые воды.

Крупномасштабная пространственная структура локального водного цикла. Высокое пространственное разрешение исследований и широкий охват территории достигается сочетанием измерений на временных постах, формирующих «куст» вложенных малых водосборов, со съемками, включающими массовое измерение расходов с одновременным определением гидрохимических параметров *in situ* и отбором проб. Площади водосборов в точках измерений при съемках изменялись от величин менее 0.5 км^2 до примерно 20 км^2 . Такой подход позволяет выявлять чрезвычайное разнообразие процессов приповерхностного локального влагооборота, включая механизмы формирования стока воды и её химического состава. Данное разнообразие проявляется в крупном масштабе и ускользает, как правило, от внимания при выполнении региональных исследований на основе стандартных данных, полученных в пунктах сети государственного мониторинга.

Здесь нужно указать на два наиболее значимых выявленных факта.

Во-первых, отчетливо выявляется различие общей минерализации вод по территории. Воды ручьев левобережной части бассейна Правой Соколовки (ручьи Кедровый, Березовый, Безымянный, Еловый и др.) систематически имеют минерализацию в 1,5–2,0 раза ниже, чем воды правобережной части (руч. Медвежий Ключ, верховья Правой Соколовки до II порядка и др.). Указанное соотношение устойчиво выдерживается с учетом межгодовой и сезонной вариаций минерализации речных вод. Причина этого факта геологическая. Анализ материалов госу-

дарственной геологической съёмки масштаба 1:200 000 показывает существенное различие возраста слагающих пород в различных частях бассейна (в левобережной части – преимущественно меловой, в правобережной – юрский), что отражается и на составе пород, и на химическом составе природных вод [Шамов и др., 2015].

Во-вторых, установлено, что химический состав воды близко расположенных водотоков I порядка может сильно отличаться – на уровне класса по гидрохимической классификации О.А. Алёкина. Например, в воде руч. Елового у плотины № 4 устойчиво преобладают сульфаты, в прилегающих к нему верховьях руч. Безымянного содержание сульфатов и гидрокарбонатов примерно одинаково. В то же время во всех других ручьях и в самой р. Правой Соколовке воды гидрокарбонатные. Такая локальная гидрохимическая "аномалия" может быть связана с особенностью геологического строения верховьев руч. Елового и Безымянного, в частности, с наличием локального разрывного нарушения, простирающегося по нашим наблюдениям от верховьев руч. Безымянного на северо-запад вдоль долины руч. Елового.

Выполненная нами серия пространственных гидрохимических съёмок руч. Елового от истоков к устью руч. Резервного в условиях устойчивой осенней межени демонстрирует резкие изменения состава и температуры воды именно в зоне разрывного нарушения (в пределах диапазона 1000–1400 м от истока на рис. 5.18).

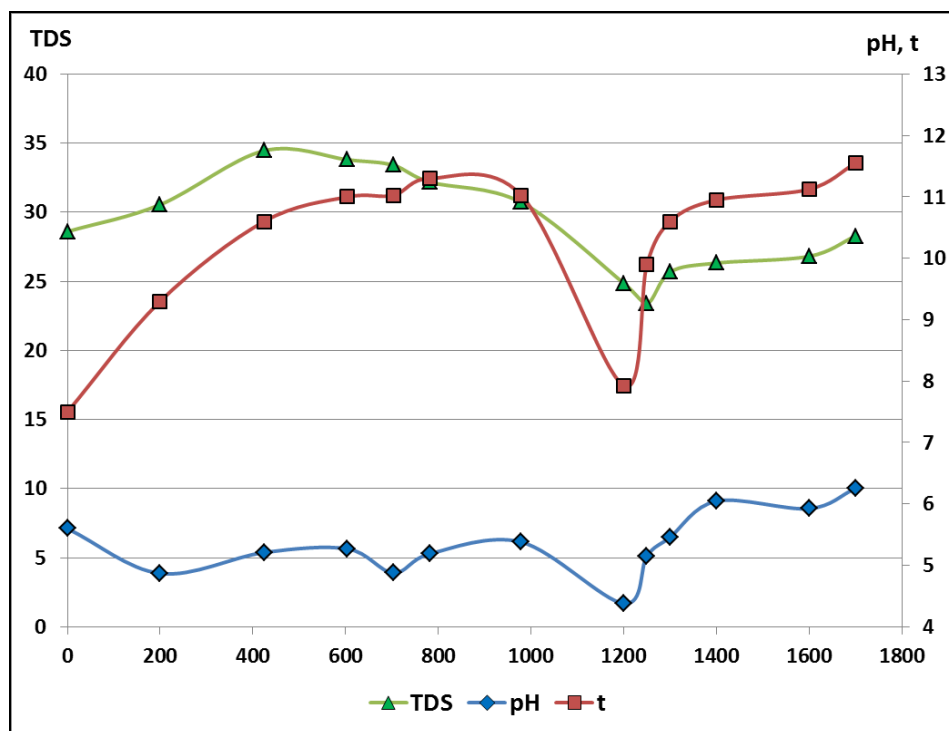


Рис. 5.18. Осредненные результаты шести гидрохимических съёмок по длине руч. Елового, м от истока. Сентябрь 2015 года. Условные обозначения: TDS – минерализация, pH – показатель кислотности, t – температура воды.

На данном участке резко повышается кислотность воды, снижается ее минерализация и температура. При этом здесь имеет место факт инфлюации – "заныривания" потока на данном участке русла, при этом ниже, на расстоянии 1400 м от истока, поток вновь наблюдается, но уже с измененными характеристиками воды.

Анализ данных наблюдений в бассейне Елового демонстрирует несогласованную динамику стокоформирования частей водосбора II порядка, при том, что покрытие всего бассейна осадками очень равномерное, по крайней мере, при средних и сильных дождях.

Два поста в верховьях Елового и на Резервном замыкают верхнюю часть бассейна, площадь которой составляет около 60 % от общего водосбора в устье ручья. Верхняя и нижняя части бассейна отчетливо различаются по высотному диапазону (разница порядка 100 м), структуре почвенного и растительного покрова.

На рисунке 5.19 представлена построенная по данным синхронных измерений 2012 года зависимость доли суммарного расхода двух верхних постов в полном расходе в замыкающем створе руч. Елового от величины полного расхода.

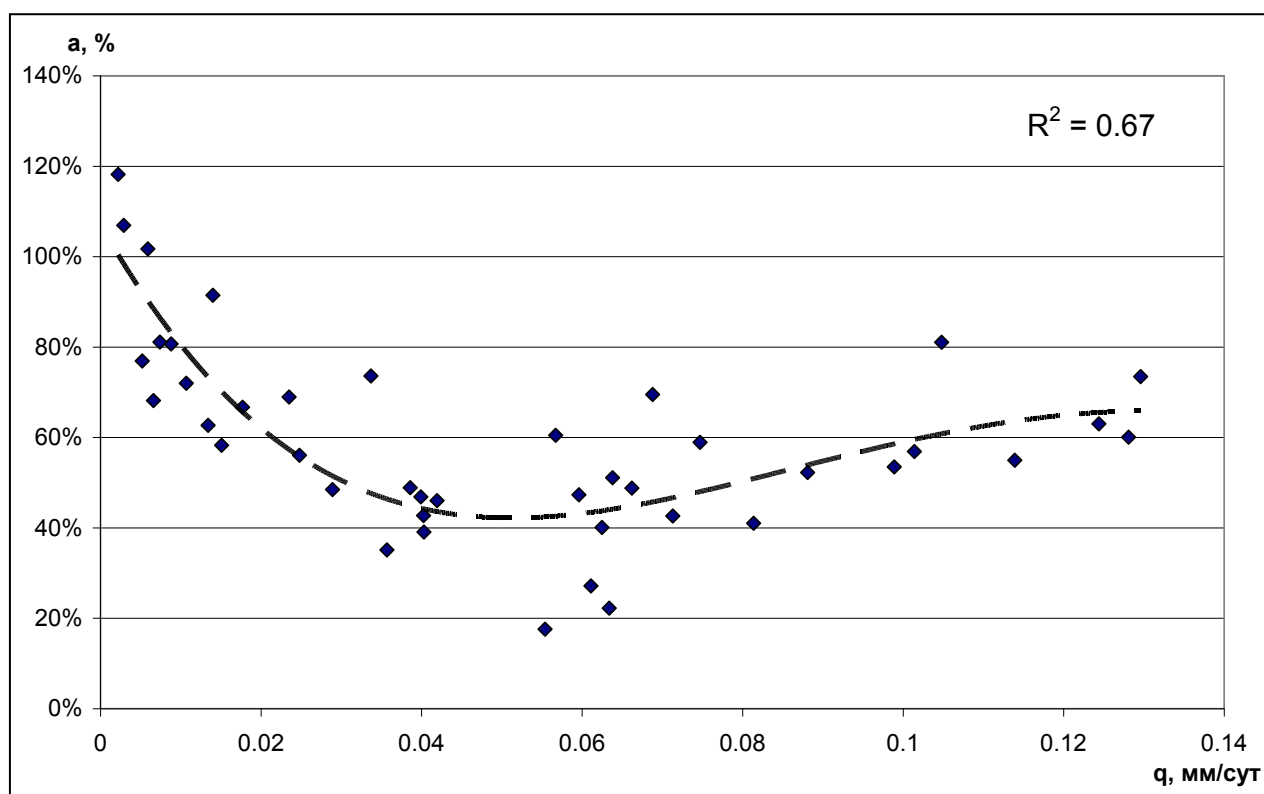


Рис. 5.19. Зависимость доли (а) суммарного расхода воды двух верхних постов – руч. Еловый у плотины № 4 и руч. Резервный – в полном расходе руч. Елового в замыкающем створе от величины полного расхода в данном створе (q).

Видно, что при низкой водности ручья верхняя часть бассейна формирует весь его сток. Доля стока верховьев составляет в среднем около 100% в полном расходе, иногда существенно

превышая эту величину, что отражает значительные потери расхода за счет водообмена с подрусловым потоком. «Сухость» нижней части бассейна подтверждается и внешними признаками. При маршрутном обследовании бассейна в верхней его части обнаружены многочисленные места концентрации почвенной влаги и родники, что позволило установить здесь 12 тензиолизиметров. В нижней части бассейна подобные проявления увлажнения почти отсутствуют, и удалось найти лишь одно эффективное место для тензиолизиметра.

При увеличении полного стока с бассейна доля верхней части снижается до средней величины 40% при расходе в устье 0.04–0.08 мм/ч. Минимальные доли верхней части в этом диапазоне расходов составляют менее 20%. Затем, при дальнейшем увеличении расходов до 0.13 мм/ч, доля верхней части снова растет примерно до 65%. Диапазон более высоких расходов не освещён наблюдениями. Полноценную интерпретацию данного явления пока дать затруднительно. Измерения указывают на то, что даже при не слишком больших, но стокообразующих дождях интенсивность формирования стока в «сухой» нижней части бассейна примерно в 2 раза выше, чем в верхней.

Большой интерес представляет форма линии связи при дальнейшем увеличении увлажнения бассейна. Наиболее вероятным представляется стабилизация долей каждой из частей бассейна в расходе вблизи величин, соответствующих долям в общей площади водосбора. Это предположение основано на общем представлении, что при сильных дождях роль разнообразия условий подстилающей поверхности снижается, и ход стока в целом должен определяется ходом осадков, которые в пределах данного бассейна достаточно равномерны в пространстве. Подтвердить или опровергнуть это предположение – предмет дальнейших исследований.

Биотические аспекты стокоформирования. Данные высокоточных измерений указывают на то, что в период умеренного и слабого увлажнения эвапотранспирация является ведущим воднобалансовым процессом, а связанная с ней суточная цикличность – основной, определяющей динамику системы в целом [Гарцман, Шамов, Третьяков, 1993]. Данное явление заслуживает пристального внимания и широкого изучения, поскольку суточный цикл – один из основных природных ритмов, определяющих все процессы географической оболочки.

Традиционно в исследованиях водного баланса основное внимание уделяется расчету его компонентов на основе физических представлений и моделей. Биологические механизмы регулирования процессов приповерхностного влагооборота в геосистемах пока остаются недостаточно изученными в силу их междисциплинарного характера, известной схематичности моделей формирования водного баланса территории, а также технической сложности и трудоёмкости прямых натурных наблюдений. Высокий интерес к их изучению отражает общую тенденцию переноса фокуса внимания от чисто гидрологических (стоковых) моделей к геоэколо-

гическим [Wagener et al., 2010].

Сложность проблематики можно проиллюстрировать на примере такого явления, как трансформация осадков лесным покровом, учитываемая в большинстве моделей просто как «потери на задержание растительностью». Детальное его исследование, даже ограничиваясь случаем жидких осадков в теплый период, должно охватывать: потери осадков в результате смачивания наземных частей растений; обратный процесс конденсации влаги на растениях – существенный в Дальневосточном регионе процесс формирования «горизонтальных осадков»; изменения характера потоков влаги, приобретающих вид струйного стока по стволам и/или более сконцентрированных потоков капель при прохождении полога леса, что существенно при дальнейшем впитывании в почву; химическую трансформацию дождевых вод при прохождении сквозь кроны деревьев, смыв взвешенных и растворенных веществ с растительности; сложный процесс испарения под многоярусным пологом леса.

5.5. Массовые рубки и лесные пожары в Приамурье: анализ дождевых паводков с помощью модели паводочного цикла малого речного бассейна

Выше было отмечено, что малые речные бассейны описываются рядом количественных интегральных динамических и ёмкостных характеристик, которые могут выступать в качестве обобщенных показателей их состояния (раздел 4.3.1). В частности, переход от внутриобъемного к поверхностному режиму формирования стока фиксируется особым расходом воды в замыкающем створе – критическим расходом воды $Q_{кр}$. Анализ гистограмм распределения всех регистрируемых максимальных расходов паводков для различных речных бассейнов юга Дальнего Востока показывает их многомодальную структуру. Надежно выделяется, по крайней мере, одна дополнительная мода, отделяемая от основной моды локальным минимумом плотности вероятности [Гарцман и др., 1993; Карасев и др., 2000].

Для ряда бассейнов были определены критические расходы воды, соответствующие этому минимуму. В качестве $Q_{кр}$ принималась середина первого пустого интервала на гистограмме, величина которого составляла около 10 % от его среднего значения ($Q_{кр}$) [Гарцман, 1993]. Анализ полученных величин свидетельствует, что критический модуль стока ($M_{кр}$) является устойчивой величиной для более чем 70 водосборов, она мало изменяется вблизи 100 л/с·км². Для территории юга Дальнего Востока (Приморский край, южная часть Хабаровского края, ЕАО) наибольшая величина и наибольшая изменчивость $M_{кр}$ характерна для восточного склона Сихотэ-Алиня и верхней высотной зоны (>400 м), то есть районов наибольшего увлажнения [Гарцман и др., 1993; Макагонова, 2009].

Для решения задачи оценки "паводкового отклика" на сведение леса на первом этапе использованы многолетние ряды наблюдений за стоком на 10 водосборах северо-западного Си-

хотэ-Алиня с площадями водосборов от 143 до 2220 км² и средними высотами водосборов от 152 до 786 м абс. (табл. 5.4).

Таблица 5.4

Характеристики бассейнов северо-западного Сихотэ-Алиня
(прочерк означает отсутствие сведений о преобразовании лесного покрова)

Река – пункт	Анализируемый период наблюдений	Площадь водосбора, км ²	Средняя высота бассейна, м абс.	Q _{кр} , рассчитанный за весь период, м ³ /с	Предельный показатель интенсивности истощения руслового стока	Период масштабных рубок (после пожаров), годы	Площадь преобразованной поверхности, % от общей площади	Период лесовосстановления (до преобразования)	Q _{кр} для периода рубок (после пожаров)	Q _{кр} для периода лесовосстановления (до пожаров)
Бира – Лермонтовка	1950-1990	728	264	78	0,214	нет	нет	–	–	–
Горбун – Пушкино	1953-1990	143	218	12,4	0,191	нет	нет	–	–	–
Матай – м/с Матай	1954-1987	1120	182	128	0,292	1963-1987	40	1954-1962	133	126
Сахалинка – Нагорное	1956-1979	345	152	34	0,193	нет	нет	–	–	–
Светловодная – Охотничий	1960-1993	2010	760	204	0,398	1976-1993	5,5	1960-1975	196	206
Дальняя – Восток	1974-1993	780	786	76,6	0,110	1980-1993	1,3	1974-1979	84,7	79,1
Немта – Теплый	1959-1996	994	359	114	0,493	1975-1996	26	1959-1974	111	114
Манома – Манома	1958-2005	2220	305	189	0,577	1958-1979	>12	1980-2005	193	167
Мачтовая – Мачтовый	1960-1976	882	273	83,4	0,343	нет	нет	нет	–	–
Кия – Марусино	1953-1959, 1964-1989	505	216	46,0	0,469	1953-1978	18	1979-1989	45,8	50,1
Беренджа – м/с Урми	1955-2004	1050	540	108	0,339	1978-2004	~ 90–95	1955-1977	109	108

Большинство из них почти целиком горные и залесенные. Данные бассейны в основном расположены в дальневосточной хвойно-широколиственной растительной области, лишь самые

верховья некоторых бассейнов включены в зону темнохвойных лесов [Куренцова, 1965; Леса Дальнего..., 1969]. Водосбор Беренджи расположен в поясе редко-островного (около 5 % площади) и островного (от 5 до 25 % площади) распространения многолетнемерзлых пород с температурой от -1 до +0,5 °С и льдистостью от 20 до 40 % объема [Поздняков, 1996].

Сведения о преобразовании лесного покрова на указанных водосборах получены с помощью карт лесоустройства, космических фотоснимков, седений о лесосплаве, а также маршрутного наземного и вертолетного обследования части исследуемой территории в 1993–1995 гг. Из 10 водосборов были выделены 5, для которых были определены площади рубок главного пользования и гарей, а также площади, составляющие более 5 % от площади водосбора, на которых наблюдается лесовосстановление (табл. 5.4). При этом площади с возобновленной порослью деревьев возрастом более 30 лет не анализировались на предмет того, под действием пожаров или рубок были нарушения. Поскольку масштабные лесозаготовки разворачиваются не сразу, первые два года рубок отнесены к периоду ненарушенного лесного покрова. По уточненным сведениям Дальневосточного аэрогеодезического предприятия (сведения В.И. Красюкова) водосбор Беренджи в 1976 году выгорел более чем на 90%, при этом по архивным данным аэрофотосъемок до 1976 года было вырублено 31% площади, а в 1976 году в результате катастрофических пожаров было уничтожено леса на более 74% площади водосбора, включающей отчасти пройденные рубками участки.

Для пяти выделенных бассейнов, где лесной покров был нарушен, были обработаны все дождевые паводки за периоды сведения лесного покрова и периоды лесовосстановления и определены критические расходы воды (табл. 5.4) и показатели истощения эффективных бассейновых влагозапасов (табл. 5.5, рис. 5.20).

Анализ полученных результатов говорит в пользу того, что для данных водосборов величина $Q_{кр}$ при нарушениях растительности изменилась слабо, разнонаправленно и практически не выходит за пределы ее географической изменчивости в рассматриваемой зоне.

Слабая изменчивость величины критического расхода (от -9 до 13%, а в среднем около 4%) может говорить о том, что преобразования растительного покрова на выделенных водосборах в многолетнем разрезе не являются критическим условием, когда может произойти коренная перестройка ландшафтных связей. Учитывая очевидную климатическую обусловленность этого критерия, можно говорить о корректности сравнения (фоновую однородность) двух рядов наблюдений – периода интенсивных изменений и периода относительной естественности лесного покрова.

Показатель предельной интенсивности истощения руслового стока в таблице 5.5 равен минимальному отношению расхода воды последующих суток к расходу предыдущих. Для пяти

бассейнов из шести наблюдается увеличение данного показателя для периодов лесовосстановления (отсутствия или слабой нарушенности покрова) по отношению к периоду рубок (пожаров) на 3–80 % (в среднем 21 %) (табл. 5.5).

Таблица 5.5

Изменение показателя предельной интенсивности истощения руслового стока при преобразовании лесного покрова (малые реки бассейна Амура)

Река – пункт	Площадь водосбора, км ²	Площадь преобразованной поверхности, % общей площади	Предельный показатель интенсивности истощения русловых влагозапасов	
			для периода рубок (пожаров)	для периода лесовосстановления (до рубок)
Кия – Марусино	505	18	0,469	0,554
Матай – м/с Матай	1120	40	0,292	0,322
Светловодная – Охотничий	2010	5,5	0,398	0,436
Немта – Теплый	994	26	0,308	0,555
Манома – Манома	2220	>12	0,577	0,617
Беренджа – Урми	1050	100	0,438	0,450

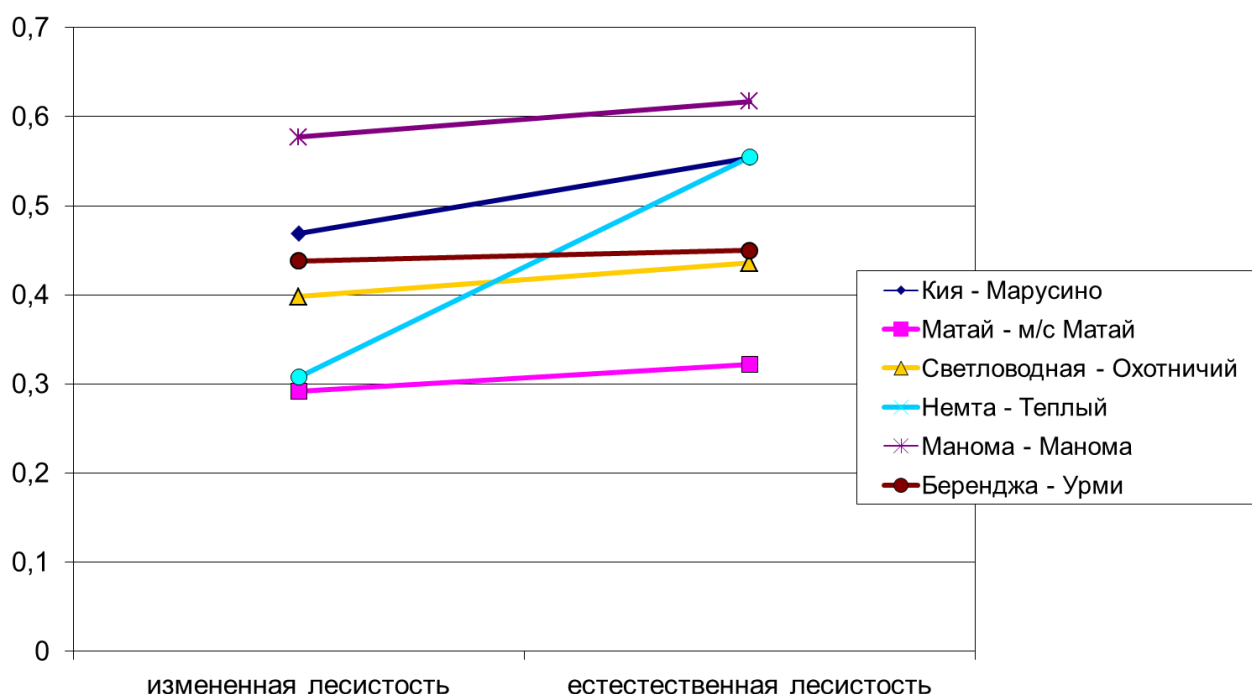


Рис. 5.20. Показатель предельной интенсивности истощения руслового стока для условий нарушенного и естественного (восстановленного) лесного покрова.

Нужно отметить два водосбора – Немты и Беренджи. В первом случае для периода сильной измененности лесного покрова указанный показатель почти в два раза ниже такового для периода, когда растительный покров можно принять ненарушенным. Для водосбора Беренджи, расположенном в зоне распространения многолетнемерзлых пород, уничтожение лесного покрова более чем на 90% слабо отразилось на форме паводкового гидрографа, что может свидетельствовать о малозначимой роли лесного покрова в данном отношении.

В целом следует говорить о некотором увеличении регулирующей способности исследуемых бассейнов при лесовосстановлении и соответственно снижении этой способности при сведении леса, что подтверждает выводы, полученные другими авторами [Гидрологическая роль лесных..., 1989; Мандыч, 1979; Гарцман и др., 1971]. В частности, по оценкам А.С. Жильцова [Гидрологическая роль лесных..., 1989; Жильцов, 2008], в результате сплошных рубок в коренных сложных высокополнотных широколиственно-кедровых лесах Сихотэ-Алиня, обладающих наибольшей водорегулирующей способностью, предложенный им на основе данных об элементах водного баланса коэффициент водорегулирования снижается в 3–4 раза. В лесах с преобладанием темнохвойных пород (в нашем случае это бассейны рек Дальней и Светловодной) рубка древостоев, по сведениям того же автора, вызывает снижение водорегулирующей способности в 0,8–2 раза [Гидрологическая роль лесных..., 1989; Жильцов, 2008]. Последние величины указывают на неоднозначность результатов, если учесть, что снижение в 0,8 раз означает возрастание в 1,25 раза.

Показатель предельной интенсивности для бассейна р. Маномы на стадии лесовосстановления очень близок к показателю отдельного склона, оцененного в монографии [Гарцман и др., 1971] как 0,68. Эту особенность можно объяснить морфологическими особенностями данного бассейна: конфигурацией в форме узкой длинной хорошо врезанной долины, слабым развитием русловой сети, большой долей склонового регулирования стока. Бассейн Матая, обладающий противоположными в данном отношении свойствами, характеризуется наименьшей из данного ряда величиной показателя. При этом минимальные значения показателя приурочены к периоду 1978–1986 годов, когда обширные вырубки были сравнительно свежи.

Данные, полученные другими исследователями в различных регионах на водосборах, где проводилось масштабное уничтожение лесного покрова, указывают на повышение вероятности катастрофических паводков (в контексте нашей работы: тех паводков, пиковые расходы которых превышают критический) [Гидрологическая роль леса, 1985; Гидрологическая роль лесных..., 1989; Опритова, 1991; Forests..., 2005].

Выполненный сравнительный анализ гистограмм распределения всех паводочных максимумов за периоды лесонарушений и лесовосстановления (естественного лесного покрова) для

отмеченных шести бассейнов позволяет сказать следующее. Для водосборов таких рек, как Кия, Немта и Маномы, для периодов рубок характерно некоторое увеличение числа паводков с максимальными расходами, близкими к критическому (как меньшими, так и большими). На реках Немта и Маномы при этом зарегистрировано возрастание случаев очень высоких расходов. В бассейне Светловодной период до 1975 отмечен большим числом паводков с пиковыми расходами, близкими, но меньшими, чем критический. Бассейн р. Матай примечателен тем, что здесь для периода интенсивной заготовки древесины характерен значительный рост случаев высоких (с до- и сверхкритическими расходами воды) и очень высоких паводочных пиков. При этом на четырех реках из пяти возрастает доля очень низких и низких паводков – в среднем в 2,3–2,4 раза – в период открытого русла, что может указывать на увеличение инфильтрационных и водоудерживающих свойств почв на склонах и – в силу этого – на возрастание водорегулирующей способности бассейнов в периоды низкой водности.

В результате расчетов (табл. 5.6) при уменьшении лесистости водосборов выявлено малозначительное (в пределах точности измерения стока) снижение величин полной и наименьшей влагоемкости бассейнов (до 10 %, в среднем 5,2 %), а также заметное уменьшение гравитационной критической (до 23 %, в среднем 10,1 %), в том числе русловой критической влагоемкости бассейнов (до 21 %, в среднем 9,5 %).

Таблица 5.6

Изменение ёмкостных характеристик бассейнов, мм, при изменении лесного покрова

Река – пункт		Кия – Марусино	Матай – м/с Матай	Светловодная – Охотничий	Немта – Теплый	Маномы – Маномы	Беренджа – Урми	Среднее
ПВ	наруш.	185	181	264	253	298	257	-5,2
	естест.	198	193	284	281	305	254	
	Δ, %	-6,6	-6,2	-7,0	-10,0	-2,3	1,2	
НВ	наруш.	141	134	227	208	244	211	-3,4
	естест.	141	139	242	230	250	208	
	Δ, %	0,0	-3,6	-6,2	-9,6	-2,4	1,4	
ГКВ	наруш.	44	47	37	30,4	35,8	30,8	-10,1
	естест.	57	54	43	33,7	36,6	30,4	
	Δ, %	-22,8	-13,0	-14,0	-9,8	-2,2	1,3	
РКВ	наруш.	15	16	12	15,2	17,9	15,4	-9,5
	естест.	19	18	14	16,8	18,3	15,2	
	Δ, %	-21,1	-11,1	-14,3	-9,5	-2,2	1,3	

Обозначения: влагоемкости бассейна ПВ – полная, НВ – наименьшая, ГКВ – гравитационная критическая, РКВ – русловая критическая, Δ, % – отношение разности значений для периодов нарушенного и ненарушенного лесного покрова к значению для периода нарушенного.

Снижение гравитационной и русловой критической ёмкости указывает на снижение регулирующей способности бассейна в отношении паводкового стока и, соответственно, на возрастание случаев опасных паводков. Особенно это характерно для бассейна Кии у с. Марусино. Вместе с тем, в данном ряду выделяются "северные" бассейны – рек Маномы и Беренджи, где изменения малозначимы, а для Беренджи после катастрофических пожаров осенью 1976 года ёмкостные характеристики бассейна даже незначительно возросли, что можно объяснить (при обосновании на более солидном расчётном материале) за счет протаивания мерзлотных участков и увеличения толщины деятельного слоя.

Изученный на некоторых водосборах юга Дальнего Востока гидрологический эффект массовых лесозаготовок и обширных пожаров указывает в основном на то, что на них возрастают вероятности высоких, в том числе катастрофических, паводков. Вероятно, это связано с отмеченным существенным (на 9–10%) снижением гравитационной критической бассейновой и русловой ёмкостью и сокращением предельной интенсивности истощения руслового стока в условиях существенного сокращения лесопокрытой площади водосбора. Это требует целенаправленного учета интенсивности рубок и пирогенного повреждения лесов, а также скорости и полноты восстановления лесорастительного покрова при оценках гидрологического риска в долинах рек региона.

Выводы к главе 5

Типовые структурные модели влагооборота в геосистемах, разработанные в главах 3 и 4, позволяют при анализе и решении задач, связанных с паводками на реках, получить как новые качественные объяснения, так и оригинальные количественные результаты, развивающие представления о речных системах как элементах геосистем и о формировании стока (геостока) и, вместе с тем, не противоречащие полученным ранее знаниям [Речные системы..., 2015].

Анализ пространственно-временной организации паводочного стока, в том числе в условиях нестационарного климата, позволяет объяснить нелинейный характер процессов стокоформирования в речных системах Дальневосточного региона. **В периоды увлажнения территории в рамках климатических, синоптических, суточных циклов отмечается существенное возрастание пространственно-временных характерных масштабов процессов регионального и локального влагооборота относительно масштабов унаследованных природных и природохозяйственных структур.** Это возрастание проявляется в виде развития стокоформирующих функций у нестокоформирующих геосистем, роста неустойчивости и существенного изменения ландшафтных структур, сильной нелинейности и изменчивости процессов формирования жидкого и твердого стока и, следовательно, выражается в повышении природных и техногенных рисков в устоявшейся (традиционной) практике природопользования, в

частности при масштабном сведении лесо-растительного покрова – заготовках древесины или лесных пожарах. Факт принципиальной нелинейности процессов формирования стока необходимо учитывать в геоэкологических оценках и прогнозах, а также хозяйственном планировании в долинах рек региона.

Межгодовые химические ("ионные") паводки на больших реках у границы криолитозоны могут указывать на критические климатические изменения в их бассейнах, провоцирующие поступление обогащенных растворенными веществами подземных вод на фоне таяния многолетне-мёрзлых пород. При этом существенным оказывается совокупный кооперативный эффект колебаний температуры и увлажнения (потепления и увлажнения, потепления и роста сухости климата), а также синхронность этих колебаний на обширной территории, обусловленная мощными глобальными факторами, такими как крупные вулканические извержения в Южной Америке.

Современный (с 1990-х гг.) этап развития исследований на экспериментальных и репрезентативных бассейнах характеризуется технологическим бумом, связанным с массовым использованием высокоточных цифровых приборов, позволяющих принципиально повысить оперативность, детальность и пространственно-временное разрешение гидрометеорологических, гидрохимических, геоэкологических и геофизических наблюдений. Проблема выработки нового, адекватного методического базиса, интегрирующего современные технические средства мониторинга с новыми концепциями и современным инструментарием моделирования, представляется исключительно актуальной и основополагающей для решения любых научных и прикладных задач в области наук о Земле. Показана возможность эффективного применения трассерных методов в фундаментальных и прикладных геоэкологических и географических исследованиях, оценках ВОС, инженерно-экологических изысканиях, а также в режимных наблюдениях на специализированной воднобалансовой сети Росгидромета.

6. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ЛИМНОГЕНЕЗА В УСЛОВИЯХ НАПРАВЛЕННОЙ ДОЛИННОЙ АККУМУЛЯЦИИ

Характеристика локального влагооборота в озерных геосистемах возможна с учетом интенсивности озерных эрозионно-аккумулятивных циклов, в частности на основе расчетов скорости накопления донных отложений в чашах природных водоёмов. Кроме того, с расчетами осадконакопления в озёрах, расположенных в долине Нижнего Амура, тесно связана оценка их органо-минеральных и минеральных ресурсов. Так, интенсивный привнос более легкого по механическому составу аллохтонного материала препятствует накоплению более ценных обогащенных органическим веществом автохтонных отложений.

Для выявления мест накопления автохтонного материала в лимнических системах потребовалось разработать ландшафтно-гидрологическую типизацию озёр, основанную на исследовании их генезиса в условиях долинных расширений больших рек на примере Амура (рис. 6.1).

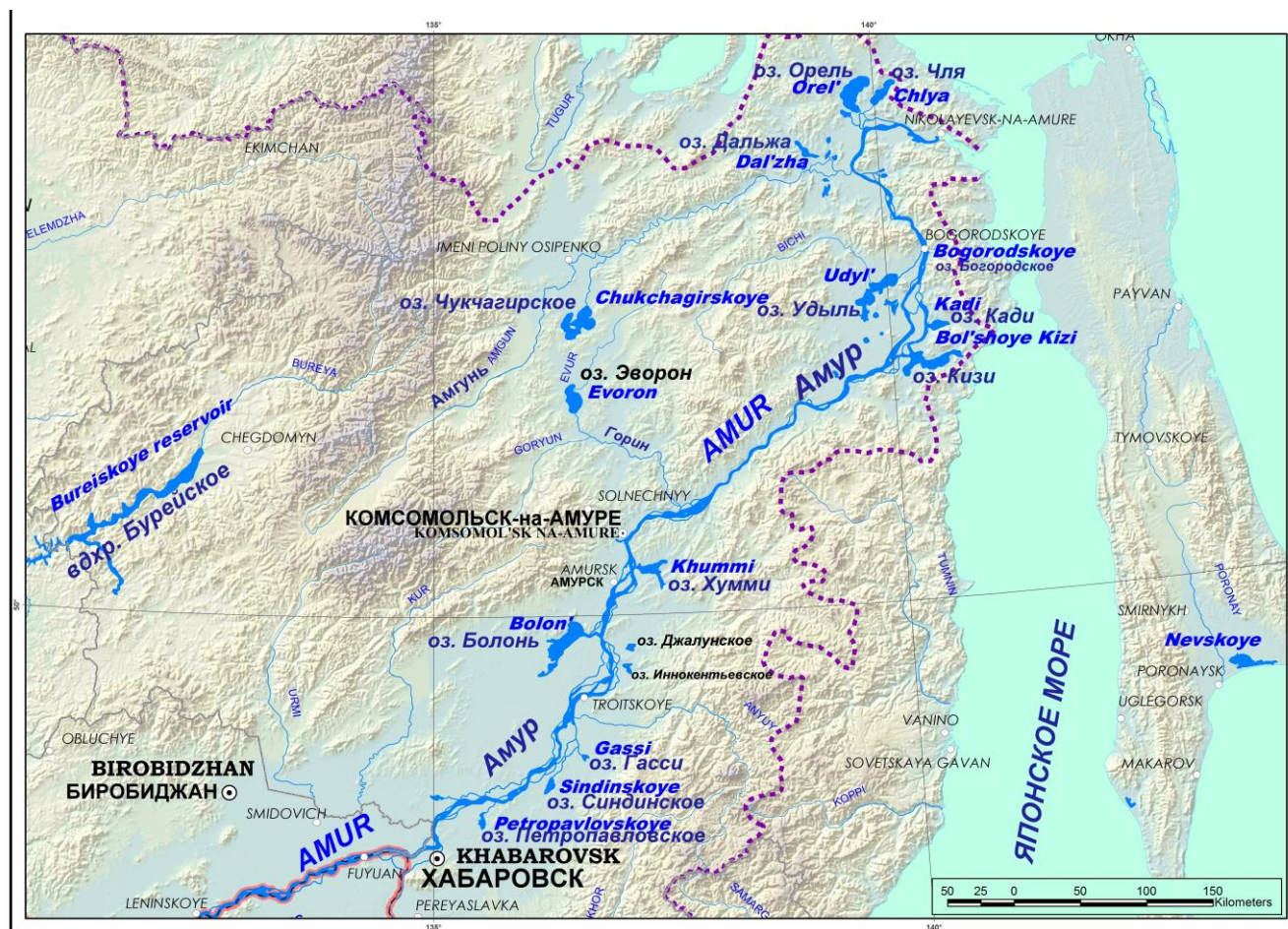


Рис. 6.1. Карта-схема расположения наиболее крупных озёр Нижнего Амура.

Озёра как форма организации водных масс в зоне выветривания соответствует стадии регулярной концентрации мигрирующей влаги (табл. 2.1) и, следовательно, гомоморфно зонам концентрации водных масс в пределах речных бассейнов. Ранее было показано (см. раздел

4.3.3), что влагооборот в пределах больших речных бассейнов реализуется, в частности, в форме полного эрозионного цикла. В пределах выделенной М.С. Карасевым с соавторами [2000] зоны концентрации водных ресурсов резюмирующим процессом данного цикла выступает устойчивая долинная аккумуляция, сопровождающаяся развитием озёрно-аллювиальных равнин и аккумулятивных форм организации водных масс – озёр и болот.

В частности, в долинах больших рек в условиях направленной аккумуляции (например, в долине Нижнего Амура [Махинов, 1990; 2006]) формируется обширная и разветвлённая сеть озёр, которые по всем признакам, согласно Б.Б. Богданову [1979], следует отнести преимущественно к литоральному морфолимническому типу. Более подробная гидролого-геоморфологическая характеристика нижеамурских озерных геосистем дана в целом ряде публикаций [Аваряскин, 1975; Микишин, 1982; Уфимцев, Иванов, 1984; Махинов, 1992, 2006; Шамов и др., 1997; Шамов, 2003, 2011].

Долинные озёра, сформированные в устьевых участках притоков крупных рек и связанные с реками озерными протоками, возникают и эволюционируют при условии, если скорость долинной аккумуляции преобладает над интенсивностью осадконакопления в озёрных ваннах, выступая, таким образом, как характеристика верхнего предела существования озёрных геосистем, c_L .

Средняя многолетняя скорость аккумуляции в пойме Амура, по нашим оценкам, составляет чуть более 1,5 мм/год. Соотношение этой скорости, c_L , и скорости осадконакопления в озёрных ваннах, v_L , может служить оценкой современной тенденции развития озёрной геосистемы (табл. 6.1).

Данный подход, на наш взгляд, эффективен и в случае горных озёр, сформированных в результате оползней или обвалов, перегораживающих реки (морфоскульптурные формы), а также в процессе блоковых тектонических опусканий, v_L , и поднятий, c_L , порождающих озерные ложа (морфоструктурные формы).

Соотношение $v_L > c_L$ означает неблагоприятные условия лимногенеза, равенство этих величин может выступать критерием начала (прекращения) формирования озерной ванны. Чем меньше значение отношения v_L / c_L , тем больше независимость водоема от боковой приточности и выше доля автохтонных (органогенных) осадков в ванне озера.

Генетическая типизация природных объектов представляется важным этапом их исследования, на котором систематизируются накопленные сведения об объектах. Вопросам типизации озёр и озерных котловин в пределах бассейна р. Амур посвящен целый ряд публикаций [Малеев, 1946; Главацкий, 1961; Уфимцев, Иванов, 1981; Махинов, 1990; Кукушкин, 2000].

Таблица 6.1

Баланс твердого стока и средняя многолетняя скорость осадконакопления в припойменных озерах Нижнего Приамурья, [по Шамов и др., 1999; Ким, Шамов, 2000, с авт. дополнениями]

Название озера	Площадь зеркала, км ²	Объем наносов, тыс. т / год				Средняя скорость седиментации, мм/год
		поступающих		выносимых	отлагающихся	
		с водосбора	из главной реки			
Эворон	194	182	–	60	122	0,31
Болонь	338	180	194	142	232	0,36
Чукчагирское	366	10	–	1	9	0,013
Кизи	281	70	175	118	127	0,24
Кади	67	37	42	48	31	0,24
Удыль	130	172	207	144	235	0,36
Орель	314	68	189	128	129	0,22
Чля	140	6	70	51	25	0,092
Джевдуха	19,9	17	0	0	17	0,47
Дальжа	60.9	44	0	0	44	0,39
Амур на участке от Хабаровска до Комсомольска-на-Амуре						
	1406	21200	–	18200	3000	1,56

Типологические разработки указанных авторов, на наш взгляд, могут быть существенно дополнены имеющимися обобщенными сведениями о многолетних характеристиках водного режима озерных геосистем в силу того, что колебание базиса эрозии в этом регионе выступает главным лимитирующим фактором долинного лимногенеза.

6.1. Индекс внутреннего влагооборота озерной геосистемы

Полученная нами [Шамов и др., 1999] весьма тесная связь средней многолетней скорости осадконакопления в озерах Приамурья, T (мм/год), с индексом внутреннего влагооборота в озерной геосистеме m (рис. 6.2), может быть аппроксимирована уравнением

$$T = 0,1165 \cdot \ln(m) - 0,0673 \quad (R^2 = 0,98). \quad (6.1)$$

Здесь в качестве указанного индекса используется отношение площади водосбора к площади озера.

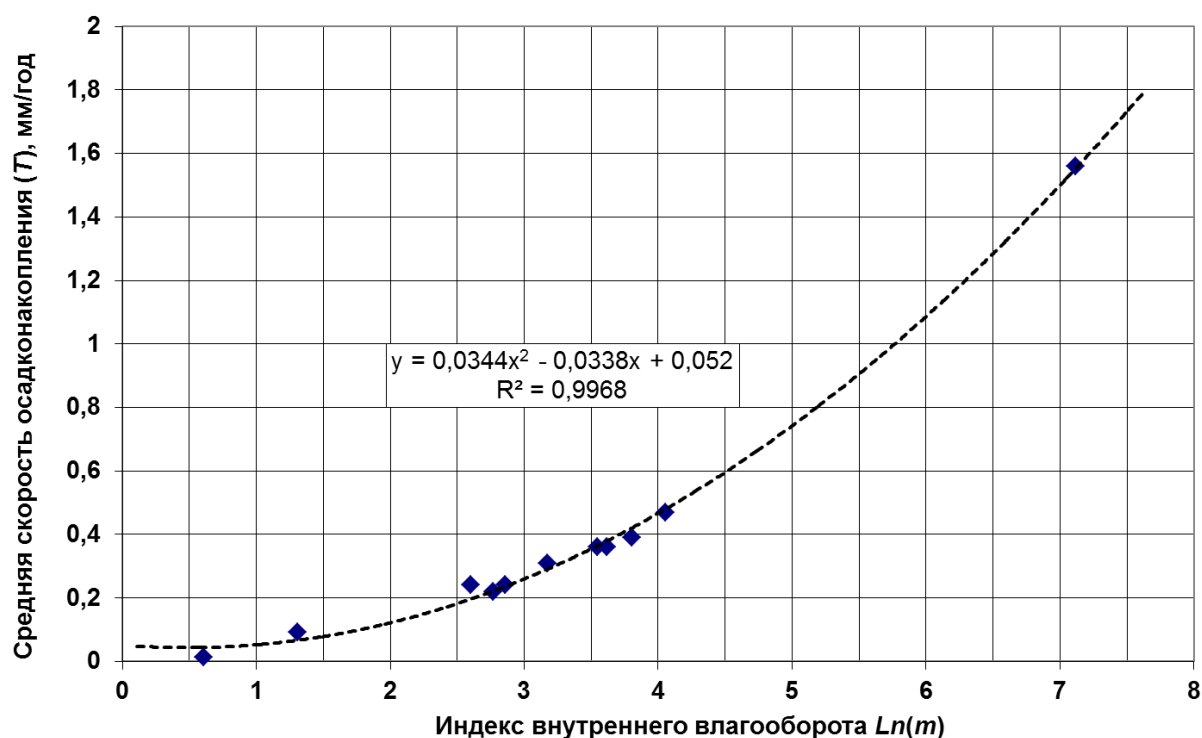


Рис. 6.2. Связь средней многолетней интенсивности седиментации в озёрах Нижнего Приамурья, T , с натуральным логарифмом индекса внутреннего влагооборота в озёрных геосистемах, $Ln(m)$.

Так, донные отложения ряда озёр заболоченной юго-западной части Удиль-Кизинской низменности практически целиком сформированы частицами торфа – продуктами разрушения берегов при сильном ветровом волнении [Мордовин, Сохина, 1968]. Здесь над эрозией водосборов преобладает в многолетнем разрезе процесс торфообразования.

Эрозионное состояние озерных геосистем при $m \approx 1,8$ можно рассматривать как равновесные. Примером эрозионного состояния, близкого к равновесному ($m = 2,90$)¹⁴, представляется геосистема оз. Чукчагирского, котловина которого, согласно [Уфимцев, Иванов, 1984], вложена в поперечное поднятие фундамента Эворон-Чукчагирской впадины так, что педиментированное низкогорье охватывает озеро подобно подкове.

Таким образом, значение $m = 1,8$ может также служить критерием полной заболоченности озерного водосбора в Нижнем Приамурье. Справедливо и обратное: полная заболоченность внутреннего (исключая водосбор главной реки) водосбора указывает на величину показателя водообмена, не превышающую 1,8. В качестве примера можно привести группы Забеловских озёр и Недоступные озера Среднеамурской низменности, множество левобережных озёр Удиль-Кизинской низменности.

¹⁴ По другим сведениям для оз. Чукчагирского $m = 1,84$.

Приведенная выше аппроксимация (6.1) дает возможность оценить средний многолетний приток взвешенных и влекомых наносов в озерные ванны.

6.2. Лимнический модуль стока

При преобразовании уравнения баланса продуктов выветривания в интегральном виде скорость осадконакопления (мм/год) в озерной ванне любого генезиса без учета абразивной аккумуляции может быть записана в общей форме

$$T = (\rho / \rho_0) \cdot q \cdot m, \quad (6.2)$$

Здесь ρ – средняя по площади и за многолетие концентрация продуктов выветривания (преимущественно взвешенных и влекомых наносов) во внутренних озерных притоках, кг/м³; ρ_0 – средний по глубине и площади объемный вес озерных отложений (при условии полного осаждения привнесенной взвеси), кг/м³; q – средний по площади слой внутреннего жидкого стока в озерную ванну, мм/год.

Глубина осреднения ρ_0 , вероятно, должна определяться интенсивностью осадконакопления [Шамов и др., 1999] и возрастом наносов. Возраст наносов может быть условно определен в 5-6 тыс. лет, так как именно тогда, согласно опубликованным оценкам [Махинов, 1990], в долине Нижнего Амура возобновилась аккумуляция. Тогда, к примеру, для оз. Чля глубина осреднения объемного веса наносов ориентировочно составит 0,46-0,55 м, а применительно к озерам Болонь и Удыль – 1,8-2,2 м.

Приравнивая правые части уравнений (6.1) и (6.2) с учетом $31,7 \cdot 10^{-5} q \cdot \rho = r$, где r – модуль твердого стока, кг/с·км², имеем

$$r = \rho_0 \cdot 10^5 \cdot [3,69 \ln(m) - 2,13] / m. \quad (6.3)$$

Полученное выражение является региональной эмпирической формулой. Оно учитывает особенности генезиса, морфологии и водообмена озерных геосистем в Нижнем Приамурье (в том числе переключение режима проточности пойменных озер на непроточный режим при подпорных уровнях главных рек), а также горно-котловинный характер бассейна озера Эворон и эпизодическое его включение в пойму р. Амгунь посредством перелива паводковых амгуньских вод в систему р. Досми.

Теоретическое значение выражения (6.3), очевидно, заключается в том, что поступление продуктов выветривания с водосбора озера определяется спецификой озерной геосистемы в целом – особенностями ее структуры и функционирования. Ниже понятия «озеро» и «озерная геосистема» применяются как синонимы.

Следует отметить, что объемный вес озерных донных отложений, очевидно, также определяется интенсивностью водообмена в пределах лимнических геосистем $\rho_0 = f(m)$. При сниже-

нии интенсивности водообмена в донных осадках озер возрастает доля материала, тяжелого по механическому составу, поскольку автохтонные отложения по сравнению с аллохтонными имеют сложение, обогащенное тонкодисперсным и коллоидным материалом [Шамов и др., 1999; Микишин, 1982, 1983]. При достаточно высоких значениях показателя водообмена, что указывает на возрастание роли подпора в устьях внутренних притоков и со стороны главной реки, доля глинистого тонкодисперсного материала в озерных наносах также возрастает. Выявлено, что объемный вес наносов, сформированных аллохтонным нерастворенным веществом, $\rho_{ал}$, поступившим как с внутреннего, так и с внешнего водосборов, не зависит от интенсивности водообмена и морфологических характеристик озерных геосистем [Шамов, 2003]. Среднее для всех водоемов района значение $\rho_{ал}$ составляет 1910 кг/м^3 при стандартном отклонении 63 кг/м^3 (коэффициент вариации 3,3 %). Плотность озерных наносов ρ_0 , таким образом, определяется соотношением аллохтонного и автохтонного твердого материала.

Теоретическая зависимость скорости осадконакопления от индекса водообмена (5.2) в идеальном случае – при условии $q \neq f(m)$ – имеет форму линейной функции и отражает *свободное* поступление твердого материала с водосбора в озерную ванну без учета регулирующего влияния морфологии водосбора, русел озерных притоков и озерных котловин. В реальности же, величина внутренней приточности q в свою очередь зависит от m , характеризующего развитие озерного бассейна и глубину эрозионного вреза дренирующей его речной сети. В условиях направленной аккумуляции в долинах главных рек, – например, Амура в нижнем течении [Махинов, 1990] – увеличение индекса водообмена m озерных геосистем (преимущественное нарастание площади озерного водосбора), гидравлически связанных с этими реками, сопровождается формированием аккумулятивных озерно-аллювиальных равнин. На этих равнинах, с одной стороны, происходит аккумуляция в приустьевых участках внутренних озерных притоков *вне озерных ванн*, с другой – в многолетнем разрезе возрастает поступление в озера наносов со стороны главной реки. Таким образом, подтопленные приустьевые участки озерных притоков, характеризующиеся малыми уклонами, оказывают сильное *регулирующее* воздействие на твердый сток в озера.

Выражение $(\rho/\rho_0) \cdot q = q_{оз}$ из уравнения (6.2), очевидно, характеризует структуру твердого вещества, формирующего озерные отложения, – долю в нем аллохтонного нерастворенного материала, поступающего с речными потоками в озеро.

Величина $q_{оз}$ представляет собой долю внутреннего стока, задействованную в формировании наносов, аккумулирующихся в водоеме, и обозначено нами как эффективный лимнический модуль стока (далее: лимнический модуль стока). Лимнический модуль – это та часть стока с озерного бассейна, которая доносит аллохтонный взвешенный и влекомый материал до

озерной ванны. Остальная часть стока доносит его не далее устьевых участков озерных притоков. При $\rho = \rho_0$ озеро, очевидно, представляет собой идеальную глубокую горную котловину-приемник водных и селевых потоков, где автохтонные процессы фактически не играют никакой роли в отложениях. По мере снижения $\rho < \rho_0$ притоки в озеро приносят меньше своего материала, все более тонкого по механическому составу, а собственно озерного – абразивного и биогенного – становится больше.

Исходя из того, что участок русла любой реки можно рассматривать как проточный водоём, в пределах которого может наблюдаться аккумуляция и вынос донных наносов, можно полагать, что для участков горных рек (горных озер) лесной зоны $q_{оз}$ будет весьма малым за счет приблизительно нулевого баланса влекомых наносов, для участков средних и крупных рек – небольшим, а для слабопроточных водоемов, включая болотные, $q_{оз}$ близко к 0.

Величина лимнического модуля стока для озер Нижнего Приамурья с учетом (6.1) и (6.2) может быть описана эмпирической формулой

$$q_{оз} = (0,1165 \cdot \ln(m) - 0,0673)/m. \quad (6.4)$$

Графически эта зависимость представлена на рисунке 6.3.

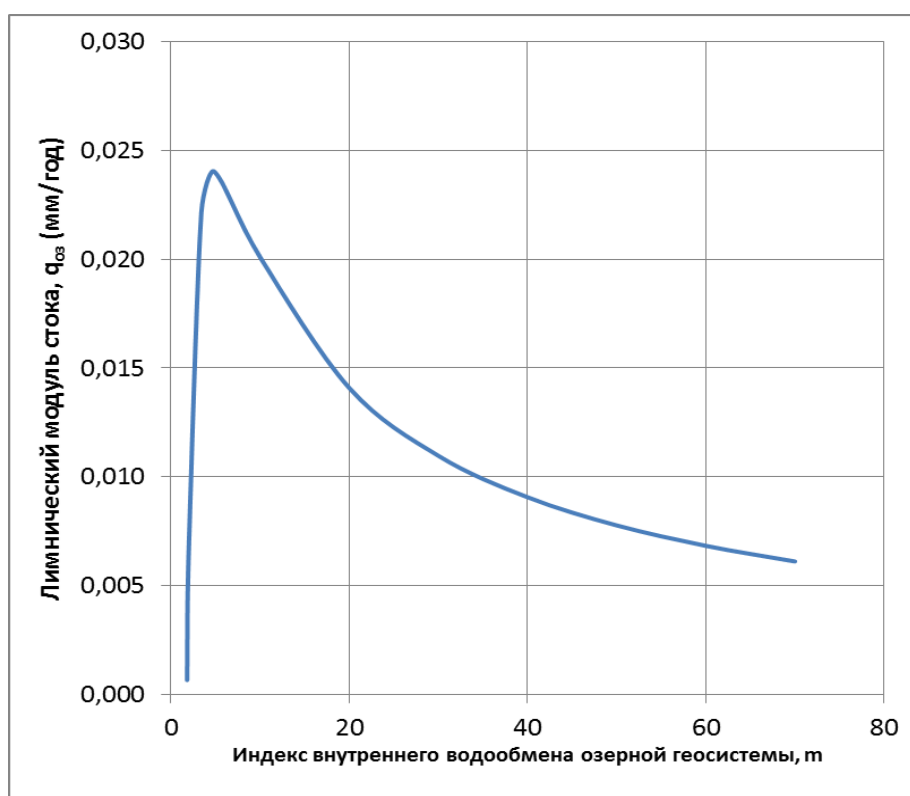


Рис. 6.3. Изменение лимнического модуля стока в связи с интенсивностью внутреннего водообмена в озёрных геосистемах Нижнего Приамурья.

Анализ зависимости (6.4) показывает существование максимума функции ($q_{оз} = 0,024$ мм/год) в точке $m = 4,8$. Данная точка, очевидно, индицирует пороговое условие появления аккумуляции.

муляции в устьевой зоне озерных притоков вне пределов озерной ванны, что связано с систематическим подпором со стороны озера, передающем в свою очередь подпор со стороны главной реки.

При $m = 1,8$ величина $q_{оз}$ приобретает нулевое значение, отражая условие преобладания заболачивания над эрозией и тот факт, что сток с бассейна не участвует в формировании донных отложений в данной озерной ванне.

При $m > 60$ значение $q_{оз}$ плавно снижается в пределе (при $m \rightarrow \infty$) до нуля.

Резкое увеличение лимнического модуля стока в условиях Нижнего Приамурья наблюдается при возрастании индекса влагооборота от 1,8 до 4,8. Из десяти наиболее крупных озер наибольшим значением лимнического модуля (0,022 мм/год) характеризуется оз. Чля ($m = 3,7$), водосбор которого расположен в пределах узкого межгорного понижения, сравнительно слабо заболочен и не имеет развитой речной сети, свойственной другим озёрам района. В ванну данного озера поступает, очевидно, наибольшая в районе доля наносов, приносимая с его водосбора – внешнего, с учетом малой относительной площади внутреннего водосбора.

6.3. Типизация озёр по характеру влагооборота

Общие закономерности изменения лимнического модуля стока в связи с изменением индекса внутреннего водообмена в озерных геосистемах положены в основу ландшафтно-гидрологической типизации озер Нижнего Приамурья, отражающей характер озерного генезиса в данном районе.

В соответствии с величиной показателя интенсивности водообмена озерные геосистемы разделены на две основные группы:

- 1) *системы с низкой интенсивностью общего влагооборота*, условно характеризующейся величиной $m < 20$, и
- 2) *системы с высокой интенсивностью общего влагооборота*, соответственно индицирующей условиями $m > 20$.

Общий водообмен складывается из внутреннего и внешнего.

По степени воздействия устойчивой аккумуляции в долине главной реки (по происхождению озерных котловин [Богословский, 1960]) озерные геосистемы разделены также на две группы: 1) *морфоскульптурные (водно-аккумулятивные)*, обусловленные подпруживанием речными наносами, и 2) *морфоструктурные (депресссионные)*, сформировавшиеся в углублениях поверхности суши. Устойчивость озерных геосистем определяется соотношением средней интенсивности массообмена этих систем с долиной главной реки и известными верхними ее пороговыми значениями. Внутри этих групп выделены типы и подтипы естественных водоемов, отвечающие условиям водообмена на их водосборах (табл. 6.2).

Используемые при этом градации индексов водообмена соответствуют различным

участкам кривой на рис. 6.2 и отличаются от классификаций озёр по показателю условного водообмена, предложенных различными авторами [Мякишева, 2009].

Основные ландшафтно-гидрологические и гидроэкологические характеристики озёрных геосистем данного района приведены в наших публикациях [Шамов и др., 1999; Шамов, 2003; Шамов и др., 2004].

Группа морфоскульптурных озерных геосистем по мере возрастания индекса влагооборота характеризуется ослаблением фактора подтопления – аккумуляции – со стороны главной реки. Типологический ряд морфоструктурных озерных геосистем в том же направлении (рост индекса водообмена) аналогичным образом испытывает ослабление своего специфического фактора – структурно-геологической обусловленности озерных ванн.

Если признать существование озерной сети указанного региона как конкретной формы системы <водные массы – зона выветривания> на уровне организации водных масс, определяемой как регулярная концентрация мигрирующей влаги [Гарцман, 1976], то приведенная выше типология может рассматриваться как инвариантно-генетическая последовательность форм озерных геосистем.

Таблица 6.2

Ландшафтно-гидрологические типы равнинных озёр Нижнего Приамурья

Характеристика водооборота	Диапазон индексов водооборота	Морфоскульптурные (водно-аккумулятивные)	Морфоструктурные (депрессивные)
Влагооборот слабой интенсивности	$m < 1,8$	Пойменные озера (озера в поймах главных рек)	Озера болотных озерково-грядово-мочажинных биогеоценозов
		Древние озера подтопления без выраженных внутренних водосборов	Замкнутые озера внутри болотных массивов
	$2,5 < m < 5$	Древние озера подтопления с остаточными внутренними водосборами	Внутренние озера
	$5 < m < 20$	Озера подтопления с редуцированными внутренними водосборами	Переходные внутренние озера
Влагооборот высокой интенсивности	$20 < m < 40$	Приустьевые озера притоков в сужениях долины главной реки	Переходные внешние озера
	$m > 40$	Приустьевые озера притоков в расширениях долины главной реки	Внешние озера

Направление этой ИГП в табл. 6.2 соответствует направлению движения против часовой стрелки от пойменных водоёмов вниз и затем вверх к озёрам болотных озерково-грядово-мочажинных биогеоценозов по мере ослабления экзогенного фактора – аккумуляции – и усиления фактора внутреннего, эндодинамического развития озерных геосистем (лимногенеза).

Интенсивность движения вдоль ИГП лимногенеза, по всей видимости, контролируется скоростью повышения базиса эрозии. В рассматриваемом случае это повышение во многом определяется устойчивой долинной аккумуляцией. А.Н. Махиновым [1990] оценена скорость накопления аккумулирующегося материала – 0,5–1 мм/год. По нашим оценкам с использованием данных стандартных наблюдений в сети Дальгидромета и ГИС участков долины Нижнего Амура эта скорость составляет 1,5–1,6 мм/год (табл. 6.1).

Два нижних типа в обоих рядах ($m > 40$) по режиму и морфологии наиболее близки друг к другу. Они различаются по морфогенезу, а именно определяются морфоструктурой, в которую врезаны долины притоков, и историей развития этих долин. Различимы они и морфологически. Внешние депрессионные озера имеют более «закрытую» возвышенностями котловину и соединены с главной рекой одной действующей протокой. Приустьевые озера притоков в пойменных расширениях главной реки связаны с главной рекой двумя и более протоками.

Возрастание интенсивности водообмена в озерных геосистемах сопровождается нарастанием густоты речной сети и количества низкопорядковых водотоков на их внутренних водосборах (табл. 6.3 и 6.4) [Шамов, 2003].

6.4. Морфоскульптурные (водно-аккумулятивные) озерные геосистемы

Пойменный тип озер практически исключает внутренний водообмен ($m < 1,8$) – площади их водосборов не индицируются – соответствующие сведения отсутствуют в справочной литературе. Тем не менее, здесь имеет место внешняя приточность – за счет рек, в поймах которых данные озера расположены. Старичные озера, имеющие нерегулярную поверхностную гидравлическую связь с рекой, получают минеральное питание с паводковыми водами, а также с небольшим внутриводосборным стоком с окружающих их рёлок (залесённых древних береговых валов эолового происхождения [Махинов, 2006, 2017]). В связи с этим в этих водоемах складывается благоприятная обстановка для развития гидробионтов.

Существуют небольшие водоемы, как правило, дендрической или сглаженной дендрической формы с целиком заболоченными водосборами – затопленные древние долины малых рек, – которые имеют гидравлическую связь с протоками р. Амур. Эти озера обозначены нами как *древние озера подтопления без выраженных внутренних водосборов*. К ним можно отнести группу Забеловских озер, Кабар, Тархо на Среднеамурской низменности, а также Бол. Оленье, Холанское, Марковского, Хосховани и др. на Удыль-Кизинской низменности (рис. 6.4).

Гидрографические характеристики морфоструктурных (депресссионных)
озерных геосистем Нижнего Приамурья

Название озера	F_{O3}	$F_{в/с}/F_{O3}$	$\rho_{ал},$ кг/м ³	$L_{\Sigma},$ км	$f_L,$ км/км ²	$L_{10},$ км	$N_{L<10}$	Озерность, км ²	Тип
Золотое	5,68	-	-	-	-	-	-	-	Замкнутый
Круглое	16,5	-	-	-	-	-	-	-	
Пальмука	14,8	-	-	-	-	-	-	-	
Пальмука Южная	11,6	-	-	-	-	-	-	-	
Марковского	5,54	-	-	-	-	-	-	-	
Чукчагирское	366	2,90	1890	255	0,241	205	78	0,08	Внутренний
Чля	140	3,79	1940	289	0,545	249	111	0,01	
Чертово	11,0	13,9	-	64	0,418	33	13	-	Переходный внутренний
Кадии	67	13,5	1930	596	0,661	467	169	0,36	
Орель	314	15,9	1870	4312	0,864	3181	1534	2,53	
Кизи	281	17,4	1880	3756	0,736	2729	1453	1,44	
Гедама	4,08	22,4	-	70	0,733	52	27	0,35	Переходный внешний
Эворон	194	23,9	2030	3112	0,549	1697	798	7,68	
Дыльменское	7,74	27,1	-	165	0,786	137	54	-	
Ярку	4,84	30,8	-	119	0,799	86	41	1,37	
Удыль	330	34,8	1980	9623	0,776	6675	3617	11,9	
Болонь	338	37,2	1910	5982	0,479	2718	1308	53,8	
Гавань	3,47	40,3	-	137	0,979	108	68	-	Внешний
Дальжа	60,9	45,0	1850	1964	0,677	1343	571	2,17	
Кадинское	3,60	48,9	-	167	0,949	111	79	-	
Джевдуха	19,9	57,8	1820	868	0,748	615	297	0,28	
Акшинское	16,5	59,3	-	918	0,938	690	394	0,17	
Иркутское	13,9	59,5	-	667	0,807	520	295	-	
Петропавловское	55,4	65,0	-	1804	0,501	948	484	7,83	
Черемшаное	3,17	68,5	-	184	0,848	132	76	-	
Гера	1,59	158	-	202	0,805	147	80	-	
Богородское	1,59	274	-	376	0,864	280	179	-	
Хаванда	3,71	323	-	1086	0,905	792	480	0,03	

Примечание: F_{O3} – площадь водосбора, км²; $F_{в/с}/F_{O3}$ – показатель водообмена: отношение площади водосбора к площади озера; $\rho_{ал},$ кг/м³ – плотность аллохтонных озерных отложений; $L_{\Sigma},$ км – суммарная длина приточной речной сети; $f_L,$ км/км² – густота приточной речной сети; $L_{10},$ км – суммарная длина водотоков длиной до 10 км; $N_{L<10}$ – количество притоков длиной менее 10 км; озерность – общая площадь озер на водосборе.

Гидрографические характеристики морфоскульптурных (плотинных)
озерных геосистем Нижнего Приамурья

Название озера	F_{03}	$F_{в/с}/F_{03}$	L_{Σ} , км	f_L , км/км ²	L_{10} , км	$N_{L<10}$	Озерность, км ²	Тип
Калтахэвэн	8,57	-	-	-	-	-	-	Пойменный
Бол. Сахара	6,26	-	-	-	-	-	-	
Колькин Залив	3,15	-	-	-	-	-	-	
Чертово	4,55	-	-	-	-	-	-	
Тоз	3,28	-	-	-	-	-	-	
Кабар	2,60	-	-	-	-	-	-	ДОП без выра- женных внутрен- них водосборов
Тархо	1,00	-	39	-	22	15	0,01	
Холанское	6,05	-	12	-	12	11	-	
Бол. Оленьё	9,68	-	-	-	-	-	-	
Марковского	4,30	-	-	-	-	-	-	
Хосховани	2,39	-	-	-	-	-	-	
Забеловское	4,28	-	49	-	12	7	0,14	
Далган	11,4	3,74	6	0,141	6	3	0	ДОП с остаточ- ными внутренни- ми водосборами
Орлик	19,4	4,25	48	0,582	48	24	0	
Конди	9,39	5,11	4	0,083	4	3	0	
Максима Горького	4,85	5,46	3	0,113	3	1	-	ПО с редуциро- ванными внут- ренними водосбо- рами
Дудинское	39,4	6,78	60	0,225	60	34	0	
Первое	2,21	8,10	6	0,335	6	1	-	
Мылка	8,00	8,99	11	0,153	11	4	-	
Ауринское	6,45	12,7	49	0,600	49	18	-	
Хумми	117	13,3	1283	0,822	997	569	0,23	
Голубичное	2,01	15,5	8	0,257	8	2	-	
Перебоевка	6,85	15,6	65	0,607	65	49	-	
Падали	29,0	15,8	105	0,229	91	52	0	
Хорпы	10,4	16,7	87	0,500	74	33	-	
Дабанда	12,2	20,6	126	0,502	106	63	0	
Катар	10,5	25,0	108	0,412	45	48	0,11	ПО в долинных сужениях
Джалунское	31,4	26,0	141	0,172	105	69	0	
Суласу	1,79	26,5	50	0,842	40	21	-	
Иннокентьевское	31,4	26,8	376	0,654	266	130	0	
Дали	10,8	32,1	232	0,669	176	113	0	
Бол. Киты	3,14	35,8	89	0,791	52	15	0,71	
Галичное	6,04	37,7	181	0,794	135	81	-	
Пир	5,00	56	203	0,725	133	105	-	
Юшкуты	2,40	59,2	104	0,732	79	26	0,09	

Название озера	$F_{оз}$	$F_{в/с}/F_{оз}$	L_{Σ} , км	f_L , км/км ²	L_{10} , км	$N_{L<10}$	Озерность, км ²	Тип
Юрпту	2,03	80,3	143	0,877	117	62	-	ПО в долинных расширениях
Бол. Шарга	4,98	81,7	88	0,216	46	13	9,97	
Гасси	27,2	89,0	1557	0,643	803	316	1,01	
Дарга	14,0	96,4	627	0,464	278	104	0,83	
Омми	8,57	180	1233	0,801	814	619	2,41	
Синдинское	18,8	362	5006	0,736	3078	1648	19,5	

Примечание: ДОП – древние озера подтопления, ПО – приустьевые озера

Генезис этих водоемов обусловлен «выдавливанием» (ингрессией) в процессе 5-6-тысячелетней аккумуляции амурских наносов в долины своих притоков, а функционирование целиком контролируется водным режимом Амура.

Сравнительно высокий лимнический модуль стока при $2,5 < m < 5$ характерен для *древних озер подтопления с остаточными внутренними водосборами*. Эти водоемы (Орлик, Далган, Конди), расположенных у края Нижнеамурской низменности, а также находящиеся в основном в пределах сужений поймы Амура на большом протяжении.

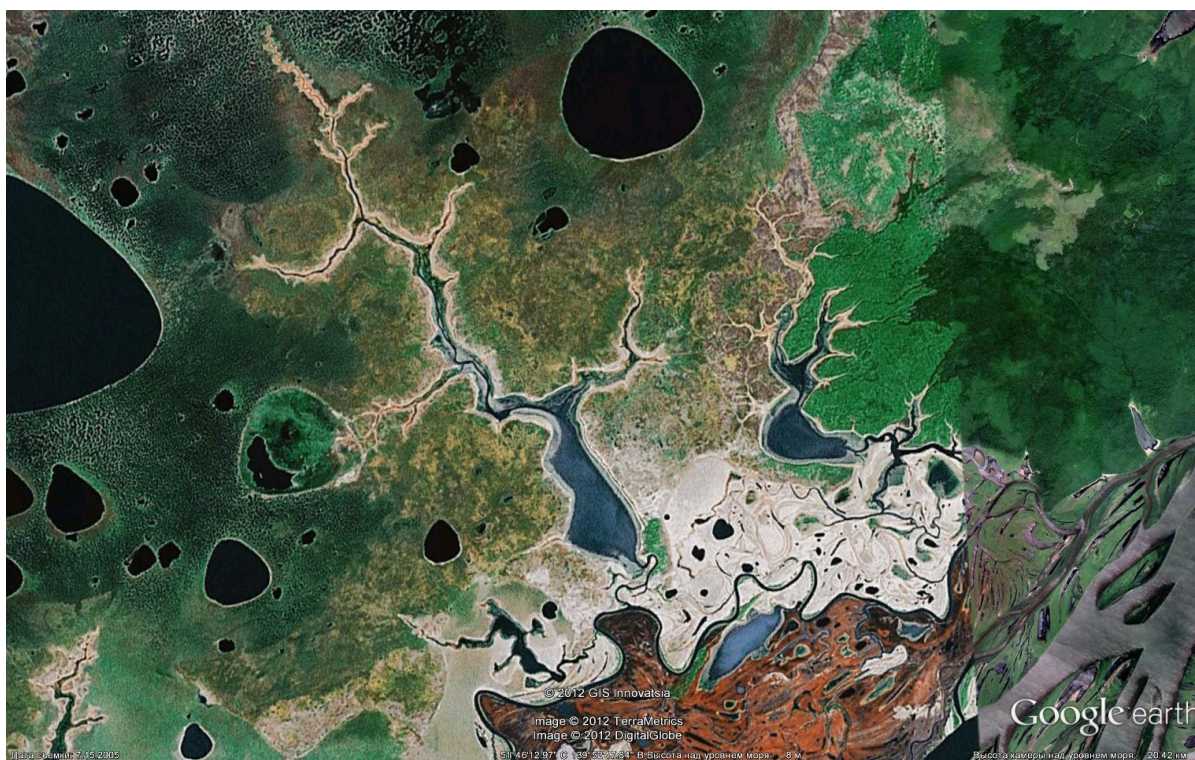


Рис. 6.4. Озёра подтопления дендрической формы в Нижнем Приамурье (Google Earth 6.2.0.5905 (beta)).

Озера подтопления с редуцированным внутренним водосбором ($5 < m < 20$) имеют, в свою очередь, различную конфигурацию и специфику генезиса. Небольшие озера-близнецы

Далган и Конди отличаются формой головастика с одним хвостовидным заливом: их котловины практически целиком поглощают днища древних долин-грабен и их притоков [Уфимцев, Иванов, 1984].

Выделяются озера вытянутой дендрической формы, сглаженно повторяющие конфигурацию затопленной речной сети предположительно 3–4 порядка (Дудинское, Перебоевка, Дабанда); озера «лопастной» формы, указывающей на затопленные сливающиеся устьевые участки долин озерных притоков (Хумми, Падали, Хорпы); озера с далеко проникающими клювовидными дельтами входных протоков (Орлик, Ауринское, Хумми); старичные озера, «причлененные» аккумулятивными валами к устьям малых водотоков (Максима Горького, Первое, Голубичное).

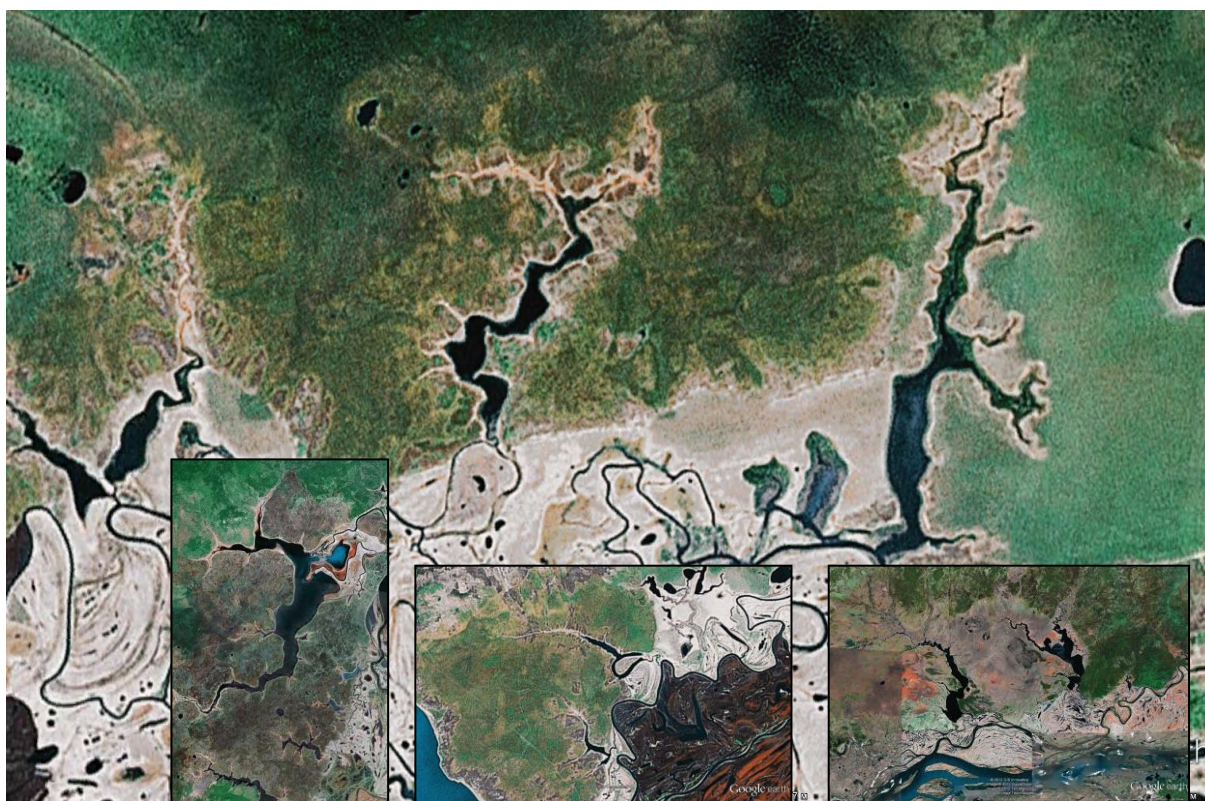


Рис. 6.4 (продолжение). Озёра подтопления дендрической формы в Нижнем Приамурье (Google Earth 6.2.0.5905 (beta)).

Озера подтопления в долинных сужениях главных рек характеризуются более развитой сетью притоков и высокой интенсивностью водообмена ($20 < m < 40$). Они приурочены к участкам главных рек, где их русла приближаются к склонам или отрогам горных массивов. Здесь также можно выделить затопленные днища долин, имеющие дендрическую (Катар, Бол. Киты) и лопастевидную (Джалунское, Иннокентьевское) форму. Оз. Дали, включенное в данный тип, расположено на Удыль-Кизинской низменности, вне пределов долинных сужений Амура.

Наиболее мощная речная сеть притоков и высокая интенсивность водообмена свой-

ственно небольшим *озерам подтопления*, расположенным в долинных расширениях главных рек – в пределах Среднеамурской (Дарга, Синдинское, Пир, Гасси, Бол. Шарга, Омми) и Нижнеамурской (Юрпту, Юшкуты) низменностей.

6.5. Морфоструктурные (депрессионные) озерные геосистемы

Органогенными водоемами, в отличие от понятия, предложенного С.Н. Главацким [1961], имеет смысл называть небольшие многочисленные водоёмы, формирующиеся на определенной стадии эндодинамического развития олиготрофных болот (стадия озерково-грядово-мочажинных биогеоценозов) на древних аккумулятивных равнинах нижеамурских низменностей [Прозоров, 1985]. Помимо этого, существуют также термокарстовые озера, образующиеся в болотных ландшафтах в результате протаивания и оседания мерзлотных бугров вблизи границы криолитозоны на Удыль-Кизинской, Эворон-Чукчагирской и Амуро-Амгуньской низменностях. Обе группы водоёмов отнесены нами к замкнутому типу морфоструктурных озёр.

Замкнутый тип озер, как и морфоскульптурный пойменный тип, исключает внутренний водообмен ($m < 1,8$). Площади водосборов замкнутых водоемов соответственно не выявляются. Данный тип включает реликтовые озера болотных массивов округлой формы, имеющих «неболотное» происхождение (Недоступные озера, Золотое, Пальмука, Большое, Островное и др.) (рис. 6.5). Предположительно эти водоёмы – остатки заливов древних депрессионных озер.

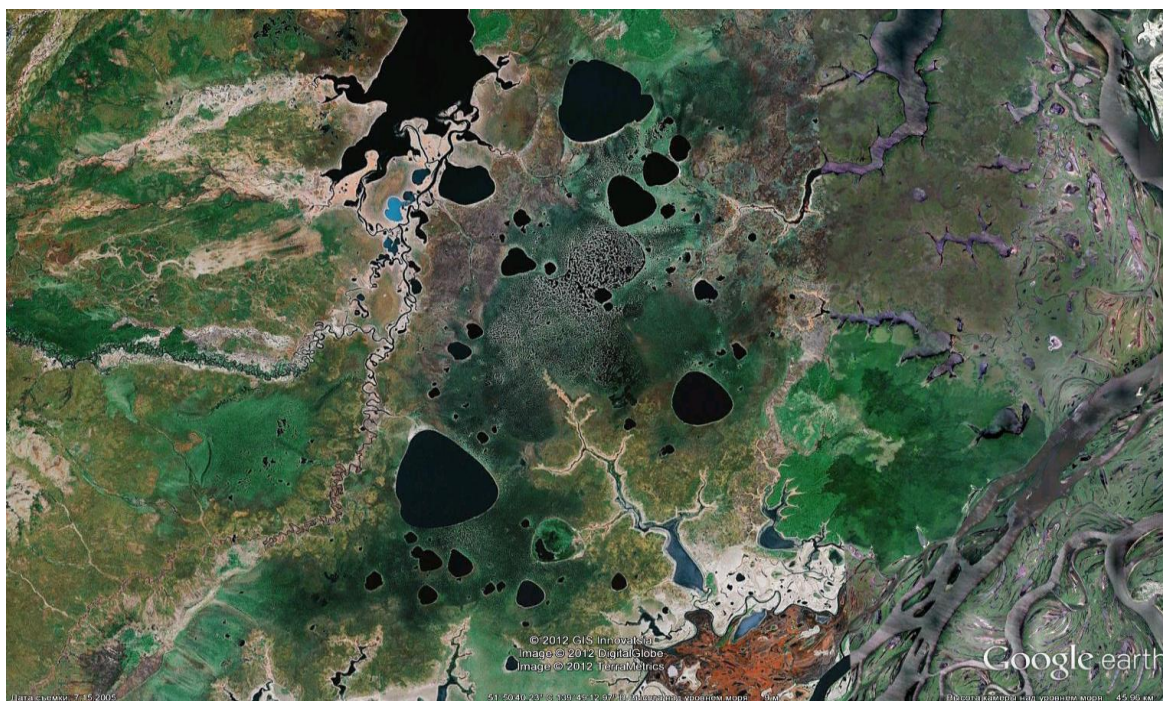


Рис. 6.5. Реликтовые озёра Удыль-Кизинской низменности (Google Earth 6.2.0.5905 (beta)).

Внутренний тип озер отличается существенным преобладанием внутреннего водообмена и свободным режимом формирования донных отложений при отсутствии (незначительной сте-

пени) подпора в устьевой части озера ($2,5 < m < 5$). К внутреннему типу следует отнести припойменные озера, расположенные в относительно замкнутых, слабо дренируемых тектонических котловинах – Чукчагирское и Чля. Для данных озер характерен высокий лимнический модуль стока, обусловленный преимущественно горным характером притоков, а также – как следствие – значительная доля органического автохтонного вещества (продуктов жизнедеятельности гидробионтов) в составе донных отложений.

Переходный внутренний тип включает крупные водоёмы (за исключением оз. Чёртово, вложенное в долину-грабен [Уфимцев, Иванов, 1984]) с более высокой интенсивностью водообмена ($20 < m < 40$): Кизи, Кади, Орель. Следует сказать, что депрессионное оз. Кизи фактически сливается с достаточно крупным приустьевым водоемом – Яйским заливом, соединенным с Амуром сетью проток.

Ряд озер отнесен к *переходному внешнему* типу с индексом водообмена, превышающим 40. Это, в первую очередь, большие водоемы: оз. Эворон, расположенное в центральной части аккумулятивной равнины межгорной впадины, а также озёра Болонь и Удыль, приуроченные к остаточным поднятиям фундамента соответственно Среднеамурской и Удыль-Кизинской впадин [Уфимцев, Иванов, 1984]. В устьях притоков (Эворон) и проток, соединяющих озера с главной рекой (Удыль), формируются клювовидные дельты, указывающие на поступление большого количества наносов с внутреннего (Эворон) и внешнего (Удыль) водосбора (рис. 6.6 и 6.7).



Рис. 6.6. Клювовидная дельта в истоке протоки Ухты, соединяющей оз. Удыль и р. Амур (Google Earth 6.2.0.5905 (beta)).

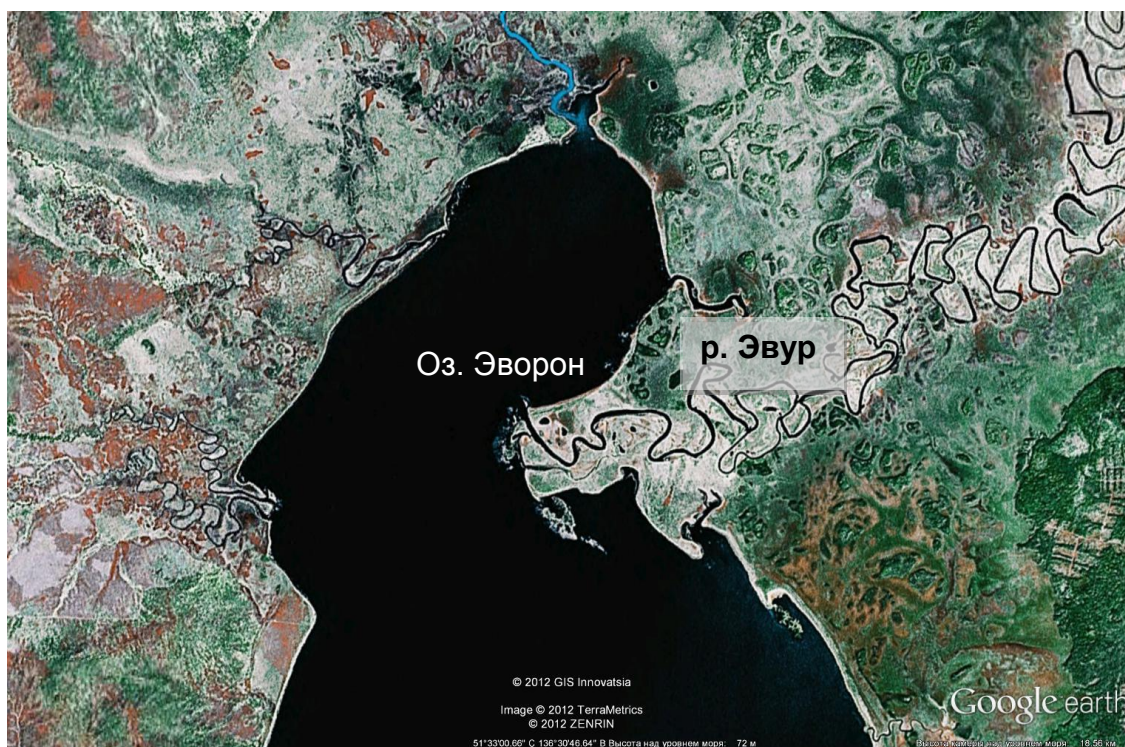


Рис. 6.7. Ключовидная дельта р. Эвур в северной части оз. Эворон (Google Earth 6.2.0.5905 (beta)).

В приустьевой части оз. Болонь образуется обширная зарастающая отмель, обнажающаяся в маловодные годы и зарастающая ивняком в многолетние периоды низкой водности (рис. 6.8).



Рис. 6.8. Отмель в устьевой части оз. Болонь, образованная привносом аллювия со стороны Амура (фото автора).

К переходному типу отнесены также небольшие озера, расположенные в пределах Нижнеамурской низменности, – приустьевое оз. Дыльменское и озера Гедама и Ярку. Последние два имеют округлую форму и, вероятно, являются остатками древних озер (одного озера?), «поймавших» сток рек, стекающих с прилегающих гор.

Внешний тип озер отличается наиболее развитой речной сетью внутреннего водосбора, наличием подпора и активным водообменом внешнего типа – с включением «ресурсов» своих надсистем – бассейнов Амура и Амгуни [Шамов, 2003].

Такие системы отличаются сравнительно низкими значениями лимнического модуля стока, что обусловлено относительно небольшим поступлением наносов в озерные ванны с внутреннего озерного водосбора. При этом для озер долинных расширений главных рек характерно отложение влекомого и взвешенного материала в приустьевых участках озерных притоков, а для приустьевых озер горных рек в долинных сужениях – формирование многорукавных дельт, выдающихся в озерные ванны (оз. Хаванда) (рис. 6.9).

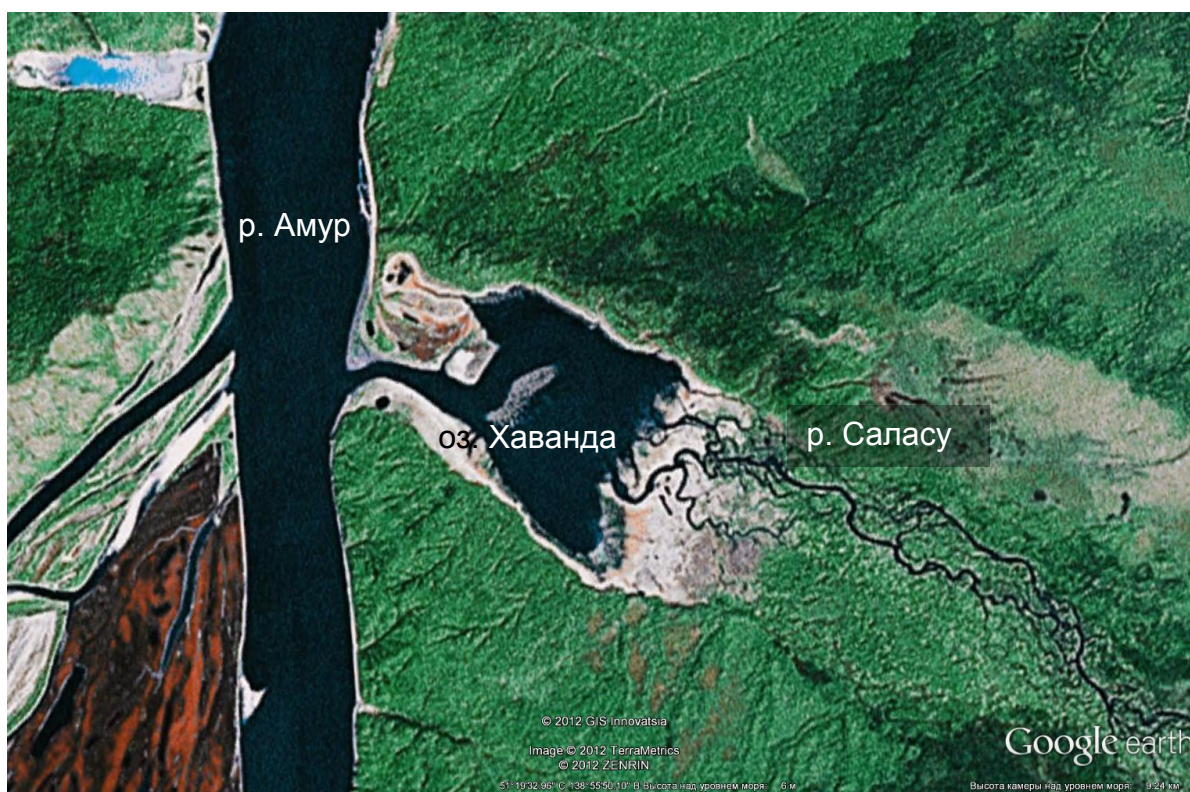


Рис. 6.9. Многорукавная дельта р. Саласу в оз. Хаванда (Комсомольско-Киселёвское пойменное сужение Амура) (Google Earth 6.2.0.5905 (beta)).

Показатели водообмена озер данного типа превышают условную величину 40 (в долинных сужениях $m \gg 40$).

К данному типу отнесены приустьевые озера горных рек в долинных сужениях Амура (Черемшаное, Хаванда, Богородское, Гера и Кадинское, прижатые к амурской пойме низкими

горами), а также ряд средних припойменных озер с относительно большими внутренними бассейнами (Петропавловское, Иркутское, Дальжа, Джевдуха) в пойменных расширениях долины Амура. Оз. Хаванда примечательно тем, что оно вложено в устьевой участок современной долины горной р. Саласу, которая в свою очередь врезана в мощный и обширный в плане древний конус выноса этой реки.

Аккумуляция в нижнем течении внутренних притоков больших озер внешнего и переходного внешнего типа (Петропавловское, Болонь, Удыль) обуславливает формирование в устьях этих притоков собственных приустьевых озер (рис. 6.10).

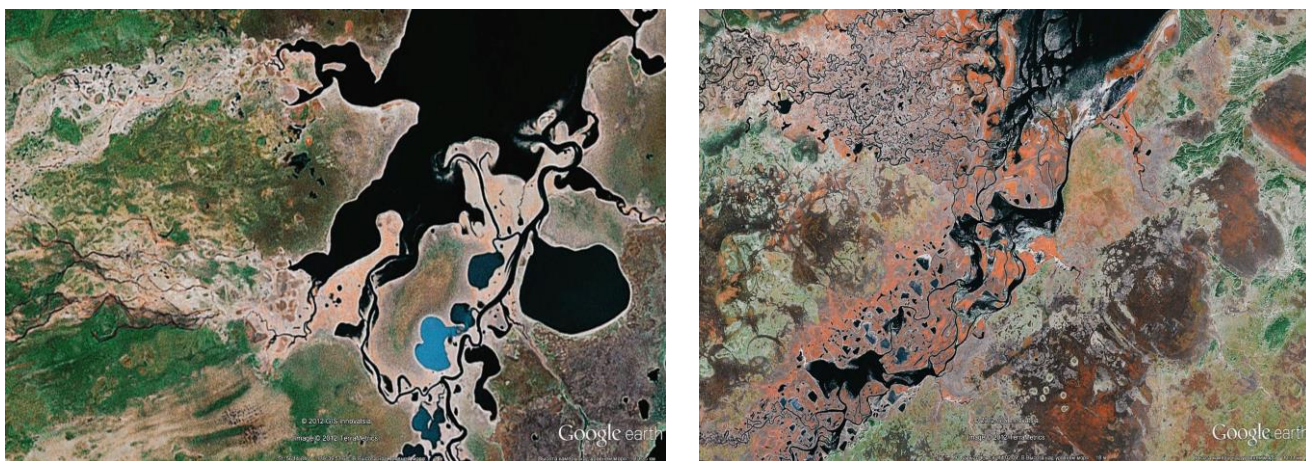


Рис. 6.10. Приустьевые озера и заливы внутренних притоков оз. Удыль (снимок слева) и оз. Болонь (снимок справа) (Google Earth 6.2.0.5905 (beta)).

6.6. Состав озерных отложений и перспективы их хозяйственного использования

Ценным сырьем являются тонкодетритовые отложения (сапропели), которые содержат более 50 % органического вещества (ОВ) и могут быть использованы для удобрения сельскохозяйственных земель, подкормки животных, получения кормовых дрожжей и витаминов, в качестве заменителя клеев, а также в лечебной (физиотерапевтической) практике. Сильно минерализованные отложения (смешанные сапропели) и торфо-сапропели могут использоваться главным образом при производстве удобрений и строительных материалов [Пидопличко, Грищук, 1962].

Замедленный водообмен в водоёмах, а также в отдельных их заливах (с малыми внутренними водосборами) создает условия для накопления автохтонных отложений, содержащих пониженное количество кластического материала и повышенное количество ОВ. Исходя из выявленных закономерностей озерного осадконакопления был локализован поиск участков озерных ванн, наиболее перспективных с точки зрения перспектив добычи накопленного материала, обогащенного ОВ.

В 1991–1995 гг. с лодки были выполнены пробные бурения верхнего 1-метрового слоя донных отложений в наиболее доступных озерах Нижнего Приамурья, включая самые крупные – Болонь, Эворон, Удыль и Чукчагирское [Шамов и др., 1999]. Наиболее значительные запасы смешанных сапропелей обнаружены в озерах Кизи, Дальжа и, особенно, Орель и Чля, где мощность этих осадков местами превышает 5 м. По приблизительным оценкам запасы тонкодисперсных озерных отложений колеблются от 50–100 (оз. Дальжа, Кизи) до 280 млн. м³ (оз. Орель, Чля). Эти запасы сосредоточены в наиболее глубоких донных впадинах.

Поскольку поступление гумусовых соединений в общем объеме взвешенных веществ, приносимых водами озёрных притоков, пренебрежимо мало, – в тех озерах или районах озёр, где имеет место повышенная скорость осадконакопления, обусловленная значительной проточностью, донные отложения содержат мало ОВ и сложены в основном илистым или илисто-песчаным материалом. Несмотря на то, что в подобной среде гидробионты способны давать массовую продукцию, в донных осадках скапливается лишь незначительное количество ОВ, поскольку хорошая аэрация и достаточное количество биогенных элементов также стимулируют и развитие аэробных бактерий, способствующих минерализации отмирающего планктона и частично бентоса [Кордэ, 1960].

Вместе с тем во многих исследуемых водоёмах имеются условия для образования донных отложений, содержание ОВ в которых позволяет в перспективе использовать их в тех же целях, что сапропелевые отложения. Хорошая аэрация и прогрев (до 28 °С) водоёмов в летний период способствует развитию водных организмов – основного фактора накопления ОВ в озерных отложениях. Лимитирующим фактором развития диатомовых водорослей, дающих после отмирания основную массу этого вещества, является наличие нитрат- и фосфат-ионов [Кордэ, 1960]. В связи с этим процесс роста диатомовых усиливается вблизи населенных пунктов, которые являются дополнительным источником поступления в водоёмы жидких отходов, изобилующих биогенными соединениями. В озёрах, в воде которых содержится большое количество органических соединений азота и где процесс минерализации ОВ подавлен, нельзя ожидать обильного развития диатомовых. В замкнутых болотных дистрофных водоёмах, окружённых торфяными массивами и характеризующимися низкими значениями рН, данные водоросли развития не получают. Их дно сложено сильно разложившимся торфом, который формировался на ранних стадиях болотообразования [Прозоров, 1985], а также регулярно поступающими продуктами разрушения заторфованных берегов [Микишин, 1982].

Пониженная интенсивность влагооборота в бассейнах озёр Чукчагирское, Чля, а также в некоторых заливах, центральных частях (расположенных за пределами донных ложбин стока) других озёр обуславливает повышенное содержание в донных отложениях ОВ и тонких фрак-

ций кластического материала. На участках верховнеозерных и низинноозерных дельт, вблизи донных ложбин стока и устьев притоков донные осадки обеднены органическими соединениями и представлены фракциями относительно крупного механического состава. Отчасти это подтверждается данными Ю.А. Микишина [1982].

В результате химического анализа проб донного грунта, отобранных в различных частях озер, выявлено, что отложения морфоскульптурных озер содержат мало ОВ. В донном грунте озер замкнутого морфоструктурного типа содержание ОВ значительно (40 % и более) и представлено торфом. В наиболее крупных морфоструктурных озерах органические осадки, отнесенные авторами к типу смешанных сапропелей, приурочены к самым глубоким частям озер и имеют иногда мощность в несколько метров. Образцы этих отложений были подвержены более детальному анализу, включая содержание подвижных форм основных химических элементов.

Отобранные пробы донных отложений проанализированы по основным показателям, предусмотренным техническими условиями ТУ 10.11.860-90 для сырья, предназначенного для производства сапропелевых удобрений (табл. 6.5).

Таблица 6.5

УДОБРЕНИЯ САПРОПЕЛЕВЫЕ

Технические условия ТУ 10.11.860-90. (фрагмент)

Сапропели в залежи должны соответствовать следующим нормам:

Наименование показателя	<i>Норма по видам сырья</i>		
	органическое	органо-известковое	органо-кремнеземистое
Содержание органического вещества, % на сухую массу не менее	50	15	30
Содержание, % на сухую массу: N, не менее	1,5	0,7	1,0
CaO, не менее не более	12	17	17
Fe ₂ O ₃ , не более	10	10	10
SO ₃ , не более	3,0	7,0	3,0
pH в солевой суспензии, не менее	5,0	не ограничено	5,0

Примечание: в таблице не приводятся нормы по содержанию тяжелых металлов и радиоактивному загрязнению, так как эти показатели не исследовались.

Содержание отдельных элементов в осадках в пределах одной залежи заметно изменяется. Для всех залежей характерно снижение доли ОВ с глубиной. Для ряда озер характерно увеличение его количества при удалении от главной реки (Амура, Амгуни), что связано с интенсивным поступлением из нее кластического материала. Например, в донных отложениях оз. Чля доля ОВ вблизи входной протоки составляет около 5 %, а в наиболее удаленной от протоки части озера – достигает 15 %. В большинстве проб донного грунта этого озера содержание ОВ превышает 10 %. Самый высокий результат получен при анализе пробы донных осадков оз. Чукчагирского (17 %) (табл. 6.6).

Донные отложения почти всех озер обладают небольшой актуальной кислотностью (pH водной суспензии 5,0–6,4), и лишь в оз. Болонь реакция среды близка к нейтральной ($pH_{\text{водн.}} = 6,7–7,3$). В этом озере обменная кислотность отложений также невысока ($pH_{\text{сол.}} = 4,8–5,6$), в отложениях остальных озер этот показатель ниже 5 единиц pH , что свидетельствует об их значительной потенциальной кислотности. Валовое содержание азота в донных отложениях всех озер не превышает 1%, исключение составляют лишь торфяные отложения оз. Куликово. Наибольшие количества валового азота найдены в пробах из озер Чукчагирское, Болонь и Удыль.

Анализ проб с высоким содержанием ОВ показал, что они имеют также высокое валовое содержание фосфора (0,2–0,3% P_2O_5 на сухое вещество), среднее – калия (0,5–0,8% K_2O) и низкое – кальция (1,0–2,8% CaO). Однако, если рассматривать озерные отложения как потенциальное сырье для производства органо-минеральных удобрений, то с агрохимических позиций важнее оценить содержание подвижных форм основных элементов питания растений, а не их валовые показатели. С этой целью в пробах с высокой долей ОВ проведен анализ количества подвижных форм азота, фосфора, калия и кальция в 0,2н солянокислой вытяжке по Кирсанову, результаты которого приведены в таблице 6.7.

Большинство проб озерных грунтов имеют средние значения обеспеченности подвижными соединениями фосфора и калия в сравнении с уровнями обеспеченности почв. Высокие содержания фосфора обнаружены в образцах из оз. Кизи (образец № 3) и оз. Болонь (№ 3 и № 5). Высоким уровнем подвижного калия характеризуются пробы из оз. Чля (№ 2 и № 4), оз. Чукчагирское, оз. Дальжа, оз. Кизи и оз. Чля (№ 5). Относительно высоким содержанием аммонийного азота в сравнении с другими пробами отличаются образцы из озер Болонь и Дальжа.

Большинство донных отложений нижеамурских озер обогащены каким-то одним или двумя элементами, но обеднены другими. Хорошую сбалансированность при высоком уровне содержания всех элементов питания имеют в первую очередь пробы грунта из озер Кизи, Болонь и Чля (образец № 5).

Таблица 6.6

Свойства донных отложений некоторых озер Нижнего Приамурья

Озеро	№№ проб	рН солев.	рН водн.	Содержание, % от сухого вещества				
				ОВ	Азот	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO
Дудинское	3	4,00	5,35	10,50	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
	6	3,90	5,25	6,25	- „ -	- „ -	- „ -	- „ -
Куликово	1	3,78	4,40	40,00	- „ -	- „ -	- „ -	- „ -
Болонь	3	5,62	7,00	12,87	0,60	0,075	0,615	2,5
	4	5,16	6,85	7,15	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
	5	5,20	6,78	6,75	0,30	0,200	0,640	2,4
	6	4,85	6,80	4,50	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
	7	4,82	7,33	7,87	- „ -	- „ -	- „ -	- „ -
	8	4,76	6,68	5,73	- „ -	- „ -	- „ -	- „ -
Удыль	1	4,50	5,55	12,04	0,09	0,275	0,775	2,6
	2	4,60	5,60	11,33	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
	3	4,65	5,68	6,50	- „ -	- „ -	- „ -	- „ -
	4	4,55	5,50	7,22	0,45	0,125	0,565	1,6
	5	4,63	5,65	6,70	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
	6	4,65	5,73	6,62	- „ -	- „ -	- „ -	- „ -
Кизи	1	4,92	6,15	7,60	- „ -	- „ -	- „ -	- „ -
	2	4,92	6,15	7,60	- „ -	- „ -	- „ -	- „ -
	3	4,96	6,22	8,65	- „ -	- „ -	- „ -	- „ -
	4	4,75	5,98	5,87	- „ -	- „ -	- „ -	- „ -
	5	4,70	5,85	5,80	- „ -	- „ -	- „ -	- „ -
	9	4,55	5,67	4,05	- „ -	- „ -	- „ -	- „ -
Чля	1	3,96	5,20	4,53	- „ -	- „ -	- „ -	- „ -
	2	4,35	6,40	14,88	0,25	0,175	0,650	2,8
	3	4,42	5,65	11,63	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
	4	4,20	5,60	13,00	- „ -	- „ -	- „ -	- „ -
	5	4,30	5,38	13,30	0,38	0,250	0,830	1,8
	6	4,17	5,25	9,05	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Орель	7	4,25	5,55	10,72	- „ -	- „ -	- „ -	- „ -
	5	4,70	5,18	7,70	- „ -	- „ -	- „ -	- „ -
	8	4,57	5,00	10,95	- „ -	- „ -	- „ -	- „ -
Чукчагирское	3	4,90	6,20	17,20	0,74	0,095	0,575	1,4
Дальжа	1	4,85	6,15	13,90	0,36	0,110	0,725	1,0

Содержание подвижных форм элементов питания в донных отложениях озер, мг/100 г

Озеро	№ пробы	NH_4^+	P_2O_5	K_2O	CaO
Болонь	3	47,0	28,5	14,0	227
	5	37,3	20,7	11,1	200
Удьяль	1	19,2	15,9	13,5	252
	2	22,9	18,2	16,2	295
	4	16,5	25,3	16,5	112
Кизи	3	29,3	31,6	41,7	160
Чля	2	16,9	14,3	38,0	293
	4	15,3	18,1	29,2	263
	5	33,1	19,7	49,0	172
Орель	8	19,6	20,0	20,5	36
Чукчагирское	3	24,7	8,9	29,5	98
Дальжа	1	40,3	11,8	36,0	74

Примечание:

Уровень обеспеченности почв подвижными формами элементов	P_2O_5	K_2O
низкий	15	10
средний	15 – 20	10 – 20
высокий	20 – 30	20 – 40

Выделяется хорошими агрохимическими свойствами и образец из оз. Дальжа, однако при высоких содержаниях калия, аммония и ОВ он имеет низкий уровень содержания подвижных форм фосфора и кальция. Кроме того, в кислотной вытяжке из этой пробы отмечалось обильное выпадение гидроксида железа при подщелачивании, что свидетельствует об обогащенности отложений железом на уровне, близком к токсичному для растений.

Наряду с невысоким содержанием ОВ, донные отложения нижеамурских озер обладают также и неудовлетворительными физическими свойствами. Из-за тяжелого гранулометрического состава (суглинистого и глинистого) и низкой гумусированности эти отложения при высыхании цементируются и обладают плохой рассыпчатостью.

Таким образом, донные отложения исследованных озер Нижнего Приамурья в силу условий формирования относятся к категории смешанных сапропелей и малопригодны для непосредственного применения в качестве органо-минеральных удобрений. Определенный эффект от их применения можно ожидать лишь на обедненных гумусом и питательными элементами

песчаных и супесчаных почвах, где помимо обогащения необходимыми компонентами будет улучшаться и структурное состояние. Другой возможный путь использования органо-минеральных озерных отложений – это добавки в органические компосты для обогащения последних природными чистыми минеральными компонентами. Наилучшие свойства у таких компостов можно получить, в частности, с применением технологии вермикомпостирования, для чего наиболее подходящими могут быть тонкодетритовых отложения озер Болонь и Кизи.

Выводы к главе 6

На основе вновь введенного критерия – эффективного лимнического модуля стока – предложена типизация долинных озерных геосистем Нижнего Приамурья, построенная с учетом основных закономерностей их развития.

В соответствии с величиной показателя интенсивности водообмена m озерные геосистемы разделены на две основные группы: 1) системы с низкой интенсивностью общего водообмена, условно характеризующейся величиной $m < 20$ и 2) системы с высокой интенсивностью общего водообмена, соответственно индицирующей условиями $m > 20$. Общий водообмен складывается из внутреннего и внешнего.

По степени воздействия направленной аккумуляции в долине главной реки (по происхождению озерных котловин) озерные геосистемы разделены также на две группы: 1) морфоскульптурные (водно-аккумулятивные), обусловленные подпруживанием речными наносами, и 2) морфоструктурные (депрессионные), сформировавшиеся в углублениях поверхности суши. Внутри этих 4 групп выделены типы и подтипы естественных водоемов, отвечающие условиям их влагооборота. Низкая интенсивность влагооборота в озерных геосистемах обуславливает накопление тонкодисперсного донного материала, богатого ОВ и перспективного для хозяйственного использования.

Анализ предложенной типизации позволяет сделать следующий вывод: **соотношение скорости устойчивой аллювиальной аккумуляции в долинах больших рек и скорости осадконакопления в их припойменных озерах определяет генезис, морфологическую дифференциацию и условия формирования минеральных ресурсов озерных геосистем.**

7. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ АСПЕКТЫ УСТОЙЧИВОСТИ ТОРФЯНО-БОЛОТНЫХ ГЕОСИСТЕМ ПРИ ИХ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОМ ОСВОЕНИИ

Развитие торфяно-болотных массивов в целом обеспечивается преобладанием процессов аккумуляции над эрозионными процессами в рамках полного эрозионного цикла и тем самым приурочено к областям концентрации водных ресурсов. В долинах больших рек такие области приурочены к обширным практически горизонтальным или слабонаклоненным поверхностям, где складываются наиболее благоприятные условия для накопления органогенных отложений и формирования болот как консервативных форм организации водных масс. Поскольку именно в долинах больших рек как правило сосредоточены крупные населенные пункты и производственная инфраструктура, освоение болотных массивов – их осушение, сельскохозяйственное использование, добыча торфа для различных целей – выступает как одно из важных направлений хозяйственной деятельности.

Одной из актуальных задач устойчивого сельского хозяйства является длительное неистощительное использование переувлажняемых земель, значительную часть которых представляют торфяно-болотные почвы [Land..., 1988; Климин, 1993]. Данная проблема во многом обусловлена как недостаточной изученностью генезиса и экологии этих почв, так и неудовлетворительным ландшафтно-гидрологическим обоснованием мелиоративных воздействий (мероприятий). Доказано, что торфяно-болотные почвы обладают значительным потенциальным плодородием и запасами органического вещества (ОВ), но при традиционном осушении и освоении этих почв процессы быстрой трансформации и минерализации органических остатков приводят к непродуктивным потерям ОВ [Пуртова, Костенков, 2003].

Объектами исследований закономерностей влагооборота здесь выступают мелкозалежные (мощностью, как правило, менее 1 м) гетеротрофные (переходные от стадии низинных к стадии верховых) торфяные болота, широко распространенные на Среднеамурской низменности и локально подверженные сельскохозяйственному освоению.

Результаты систематического изучения Диппинского болотного массива (Амурский район Хабаровского края), одного из типичных для Среднеамурской низменности (рис. 7.1), подробно обсуждались в ряде публикаций [Климин, 1988а, 1988б, 1993; Неудачин и др., 1992; Петров, Шамо́в, 1993; Шамо́в, 1993; Трансформация..., 1995; Шамо́в, 1997; Шамо́в, Баканов, 2004]. В основу исследования положен распространенный в науках о Земле принцип актуализма, или единства хронологического и хронологического подходов (гипотеза эргодичности) – замещение длительных стационарных наблюдений за динамикой объекта анализом его макроскопической пространственной неоднородности, имеющей общий генезис [Гарцман, 1976; Грегори, 1988].

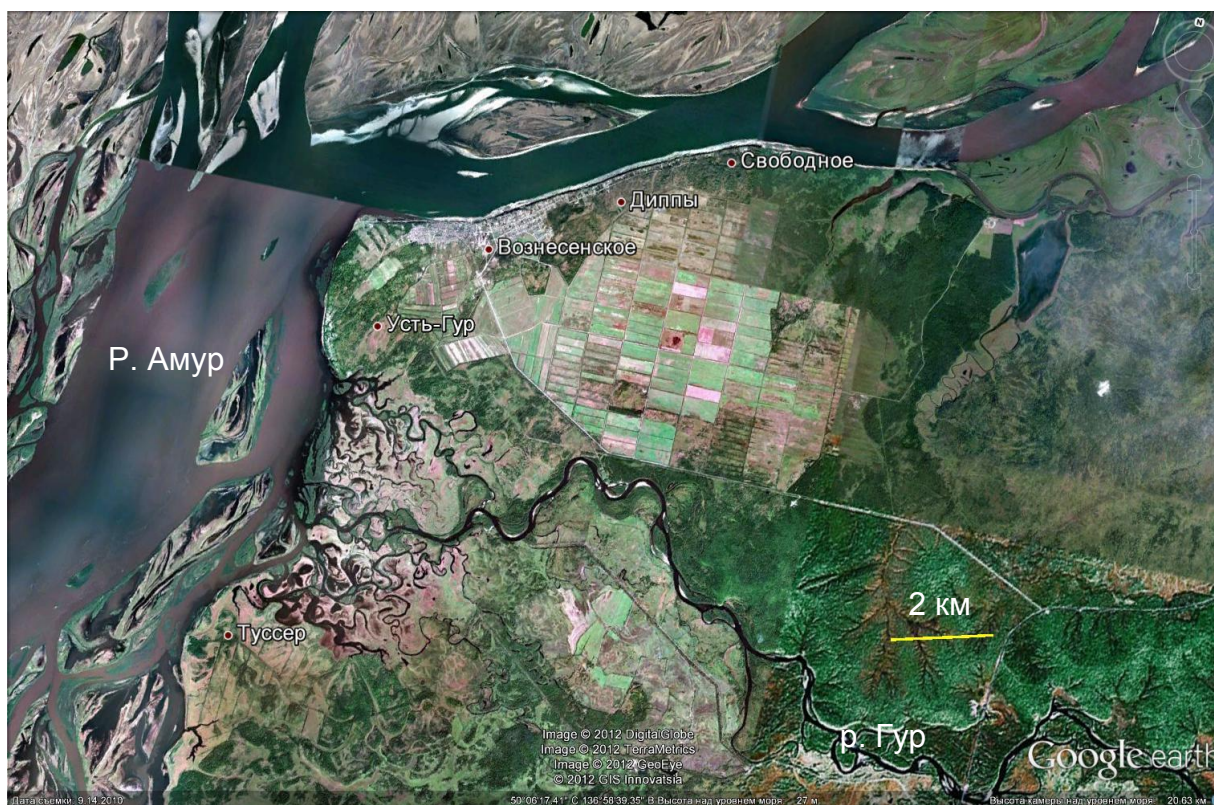


Рис. 7.1. Обзорный снимок Диппинской мелиоративной системы (Диппинского массива), Среднеамурская низменность (Google Earth 6.2.0.5905 (beta)).

При изучении данного объекта применен также принцип соответствия между состоянием и тенденцией эндодинамического развития болот [Прозоров, 1985; Трансформация..., 1995; Климин, 2000], а также учитывался такой лимитирующий фактор, как биологические требования сельскохозяйственных культур к количеству воды и воздуха в почве [Бурлака, 1967].

7.1. Стадии антропогенной трансформации почв гетеротрофных болот Среднеамурской низменности

В процессе антропогенной трансформации Диппинского болотного массива, представленного маломощными торфяными почвами, сформировавшимися на тяжелых и средних суглинках, выделяется ряд относительно устойчивых форм организации почвенного профиля (рис. 7.2).

Эти формы выступают как стадии антропогенного (сельскохозяйственного) почвообразования и могут рассматриваться в качестве элементов данной мелиоративной системы (МС), определяемые каждый своим набором почвенных генетических горизонтов (названия даны по [Скрынникова, 1964], описание почвенных профилей сделано к.б.н. М.А. Климиным [Трансформация..., 1995]).

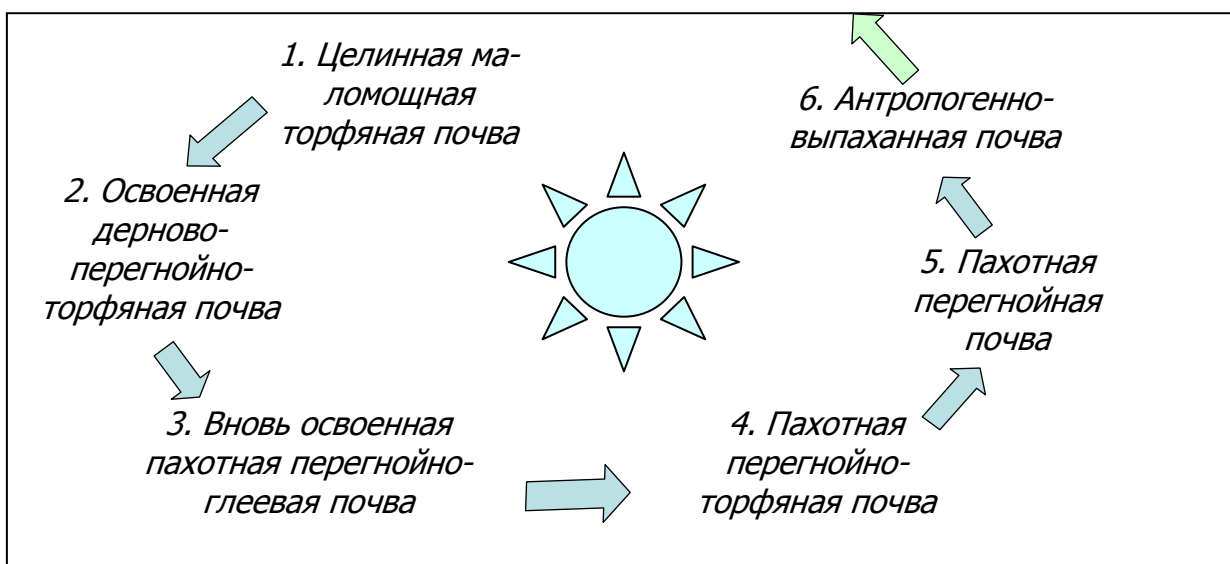


Рис. 7.2. Схема инвариантно-генетической последовательности форм сельскохозяйственного преобразования маломощных торфяных почв, сформировавшихся на тяжелых и средних суглинках на юге ДВ.

Морфологически каждый последующий элемент является результатом преобразования предыдущего, а именно заменой или появлением / исчезновением одного почвенного генетического горизонта. При переходе ко второму элементу сфагновый очес заменяется задернованным торфяным горизонтом. На третьей ступени последний заменяется пахотным торфяным горизонтом. На четвертой стадии пахотный торфяной горизонт преобразуется в аккумулятивный пахотный. На пятой ступени торфяные горизонты исчезают. Антропогенно-выпаханная почва, замыкающая ряд, в свою очередь характеризуется выпашиванием на поверхность подстилающего суглинистого субстрата.

Процесс торфонакопления, как и процесс сработки торфа, выступает в рассматриваемом случае как индикатор специфического «болотного» влагооборота в пределах первичной нерасчлененной озерно-аллювиальной равнине. Пространственная, в особенности вертикальная (строение почвенного профиля), структура торфяного массива гомоморфически отражает эволюцию процессов влагооборота. Следовательно, форма влагооборота гомоморфна по отношению к форме, или стадии, антропогенного почвообразования (рис. 7.3 с учетом табл. 2.1).

Каждый из элементов ИГП-МС характеризуется специфическими динамическими и ёмкостными гидрофизическими свойствами, содержанием органического углерода (табл. 7.1), а также водными режимами. Последние собственно и являются объектом преобразования в силу того, что вода в данном случае выступает как главный лимитирующий фактор состояния агроэкосистемы [Трансформация..., 1995; Шамо́в, 1997].

Таблица 7.1.

Водно-физические свойства маломощных торфяных почв и содержание в них углерода, %, на различных стадиях их сельскохозяйственного преобразования

Почва	Глубина, см	ПВ, % об.	НВ, % об.	ВЗ, % об.	Объемная масса, г/см ³	Содержание углерода, %	Коэффициент фильтрации, $\times 10^{-5}$ м/с
1. Целинная торфяная маломощная	0 - 10	95,7	68,6	7,7	0,076	31,7	12,0
	10 - 20	89,6	78,4	10,5	0,104		4,8
	25 - 40	79,1	78,5	27,2	не опр.	46,1	0,2
	55 - 65	70,8	не опр.	не опр.	не опр.	38,5	не опр.
2. Освоенная дерново-перегнойно-торфяная	0 - 10	70,6	60,0	10,5	0,231	34,2	5,5
	15 - 25	74,3	70,9	14,1	0,185	25,8	2,7
	30 - 40	80,7	61,0	20,4	0,212		не опр.
	45 - 55	63,3	78,5	не опр.	0,476		не опр.
3. Вновь освоенная пахотная перегнойно-торфяная	0 - 10	73,8	62,0	9,0	0,270	19,7	3,7 – 6,8
	10 - 20	78,3	72,3	10,7	0,320		3,7 – 6,8
	20 - 30	76,4	72,4	12,4	0,370	19,0	3,7 – 6,8
	30 - 60	62,1	не опр.	12,7	0,260	40,3	не опр.
	60 - 85	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	8,6	не опр.
4. Пахотная перегнойно-торфяная	0 - 10	76,8	59,0	7,4	0,320	38,4	8,5
	20 - 30	не опр.	не опр.	11,2	0,450	35,8	8,5
	30 - 45	79,6	75,0	6,4	0,120	34,3	1,7
	45 - 55	83,3	79,7	не опр.	0,264	7,2	не опр.
5. Пахотная перегнойно-глеевая	0 - 10	49,0	44,9	9,6	0,400	12,2	5,6
	10 - 20	49,0	44,9	11,3	0,470		5,6
	30 - 37	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	6,8	не опр.
6. Антропогенно-выпаханная	0 - 10	35,0	30,0	11,4	1,180	1,7	0,34
	10 - 20	39,0	36,8	11,4	1,180		0,34

Переход от первого ко второму элементу ИГП-МС предполагает срезку высоковлаже́мого мохового очеса и строительство сети открытых осушителей; эфемерный сброс избыточной влаги выступает результатом реконструкции мелиоративной системы с закладкой закрытого дренажа и регулярной вспашки; регулярный сброс избыточной влаги обусловлен регулярным дождеванием и нередко повторной реконструкцией.

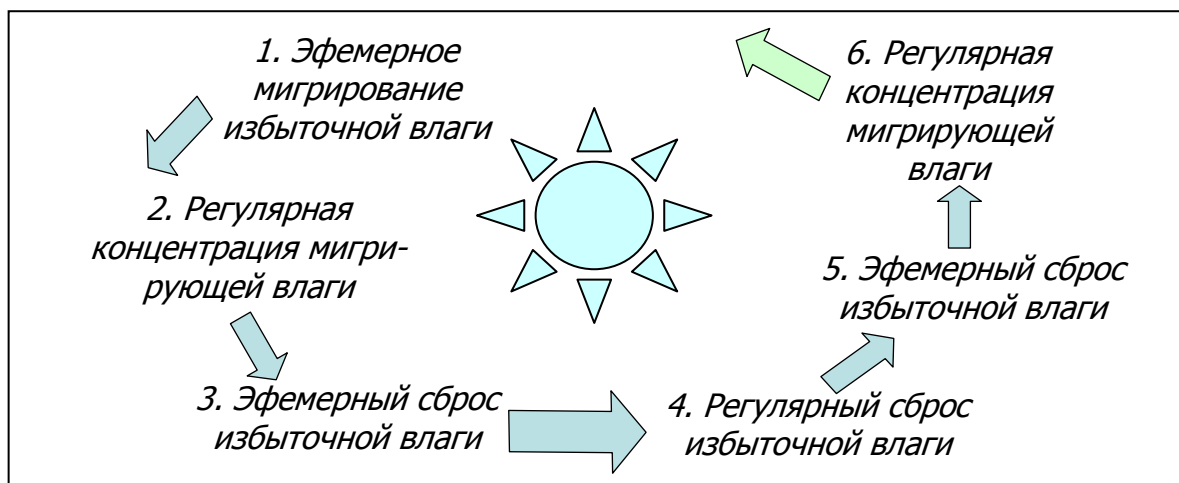


Рис. 7.3. Схема инвариантно-генетической последовательности форм сельскохозяйственного преобразования влагооборота торфяных почв, сформировавшихся на тяжелых и средних суглинках в условиях муссонного климата (ИГП-МС).

Возвращение стадии эфемерного сброса избыточной влаги и, в дальнейшем, регулярной концентрации мигрирующей влаги происходит благодаря уменьшению гравитационной и негравитационной ёмкости и утяжеления механического состава почвы, следствием чего является деградация закрытой дренажной системы.

Описанный выше 6-элементный ряд (рис. 7.3) представляется как наиболее общий закон развития и функционирования типичной МС, построенной на торфяно-болотном массиве, с точки зрения локального влагооборота. Это дает основание обозначить его как инвариант, или – наиболее полно – инвариантно-генетическую последовательность мелиоративной системы, ИГП-МС.

Эта последовательность в основном определяется способами сельскохозяйственного освоения и использования болотного массива. Интенсивность процессов вдоль ИГП-МС зависит от интенсивности воздействий на границах форм организации влагооборота (или стадий антропогенного преобразования влагооборота) и общей влагоёмкостью почвенного профиля на каждой стадии развития МС.

В ИГП-МС отчетливо выделяются две части, отображающие условно прогрессивную и условно регрессивную ветви развития исследуемого объекта, которые существенно различаются по характеру процессов, протекающих в почве.

Нисходящая ветвь ИГП-МС (цепочка элементов 1–2–3 на рис. 7.3) отвечает направленному преобразованию влагооборота торфяного массива под выращивание овощных и пропашных культур и характеризуется увеличением дренируемости МС в аспекте влагооборота (системы микробассейнов) и степени зарегулированности стока с ее участков.

Здесь в соответствии с ИГП системы водных масс [Гарцман, 1976] происходит искусственный переход от уровня g_6 «эфемерное мигрирование избыточной влаги» на уровни g_7 «регулярная концентрация мигрирующей влаги» и g_8 «эфемерный сброс избыточной влаги».

На второй стадии ИГП-МС (цепочка элементов 4–5–6 на рис. 7.3) рассматриваемый объект пытаются поддерживать в состоянии, пригодном для производства овощных и пропашных культур. На данной стадии по мере уменьшения мощности (сработки) органогенного слоя прослеживается устойчивое ухудшение гидрофизических свойств (уменьшение негравитационной и полной влагоёмкости, резкое снижение водопроницаемости) преобразуемого почвенного профиля, снижение ёмкости регулирования стока.

Объект, несмотря на обычно возрастающий объем капиталовложений в реконструкцию инженерных сооружений и общих затрат, неуклонно возвращается на уровень g_6 на качественно исходной основе и устойчиво стремится к состоянию минерального болота. При этом в результате ветровой эрозии, микробиологического разложения и минерализации в течение 20–30 лет наблюдается практически полная сработка торфяного слоя и антропогенно-производных органогенных горизонтов, катастрофическая потеря ОВ [Трансформация..., 1995].

Дальнейшая стратегия сельскохозяйственного использования МС, целиком прошедшей вдоль ИГП-МС, обычно строится на значительном расширении пространственно-временного масштаба преобразований, а именно на использовании дополнительных месторождений торфа, увеличении объемов вносимых извне мелиорантов, регулярной реконструкции системы с закрытым дренажем. Поддержание прежней функции МС, таким образом, осуществляется на уровне природохозяйственной *надсистемы*, включающей данную МС как элемент [Шамов, 1993].

Анализ ландшафтно-гидрологических свойств и режимов элементов рассматриваемой МС позволяет утверждать о неустойчивости ее состояния, достигаемого для производства овощных и пропашных культур, несмотря на соответствие требуемой структуре влагооборота применяемых технических приёмов и мероприятий. Стадия влагооборота g_9 «регулярный сброс избыточной влаги», соответствующая устойчивому обеспечению пропашного земледелия [Гарцман, 1976], требует разработки системы гидромелиоративных стратегий с учетом региональных особенностей влагооборота [Шамов, 1997].

7.2. Скорость естественной и антропогенной трансформации гетеротрофных болот Среднеамурской низменности

Освоение маломощных торфяных болот юга Дальнего Востока под производство пропашных и овощных культур, сопровождающееся систематическим осушением болот и интенсивным применением агротехники, приводит к быстрому разложению органических остатков,

его минерализации и выносу, а в итоге – к последовательному снижению числа и мощности органических горизонтов торфяно-болотных почв, кардинальному сокращению запасов органического углерода [Трансформация..., 1995; Пуртова, Костенков, 2003].

Искусственное осушение болот изоморфно развитию естественной эрозионной – озерной и ручейковой – сети в пределах болотного массива в условиях постоянного в многолетнем разрезе притока влаги в систему [Шамов, 1993; 1997]. Соответственно формирование искусственного перегнойно-торфяного почвенного горизонта в верхней части профиля гомоморфно развитию подобных почв в грядово-мочажинных болотных комплексах Удиль-Кизинской низменности [Прозоров, 1974].

Таким образом, внешнее антропогенное воздействие соответствует – согласно ИГП развития болотных геосистем [Иванов, 1975] – по уровню интенсивности более развитой, чем данная, форме болотных массивов и, следовательно, выступает как сверхкритическое для рассматриваемых болот. Почвенно-экологическая катастрофа проявляется как в относительно быстром снижении мощности органического слоя в целом, так и в последовательном исчезновении накопленных генетических горизонтов, сформировавших к началу освоения – согласно нашей концепции – собственный пространственно-временной континуум и собственную массу почвенного тела (порядок и количество генетических горизонтов, соответственно) [Шамов, 1999].

С точки зрения генезиса болот региона данная картина может быть представлена как условное перенесение рассматриваемых болотных геосистем из более «сухой» зоны гетеротрофных болот Среднеамурской низменности в более «влажную» зону грядово-мочажинных болотных комплексов Удиль-Кизинской низменности, выделенных Ю.С. Прозоровым [1985]. Скорость такого условного «перемещения», v_{δ} , превышает естественную интенсивность, c_{δ} , эволюционного накопления влаги и, соответственно, органического вещества в гидроморфных почвах Приамурья.

Расчет скорости, v_{δ} , может быть приближенно произведен с учетом расстояния между северо-восточной окраиной Среднеамурской низменности и юго-западной окраиной Удиль-Кизинского района сфагновых грядово-мочажинных болот (250 км) и времени формирования перегнойно-торфяного горизонта в преобразованных человеком торфяных почвах (15 лет). Оценка v_{δ} , превышающей c_{δ} , составляет около 17 км/год. При этом завышенная величина c_{δ} , оцененная по минимальному времени наступления олиготрофной эндодинамической стадии после образования болот (500 лет [Прозоров, 1985]), приближается к 0,5 км/год.

Разница в интенсивности обоих процессов составляет примерно 2 порядка.

Подобный анализ имеет смысл провести также с точки зрения вертикального строения почвенного тела. Реконструкция палеогеографической обстановки в Приамурье в голоцене сви-

детельствует о современном – последние 4–5 тыс. лет – повышении базиса эрозии на Нижнем Амуре с интенсивностью 0,56–1,2 мм/год [Махинов, 2006], по нашим оценкам – 1,5–1,6 мм/год (см. табл. 6.1) [Шамов, 2002].

В соответствии с этим темп горизонтального нарастания подпора озёрно-аллювиальных равнин Среднеамурской низменности, c_b , варьирует от 1–2 до 5 м/год – в зависимости от осреднённого уклона местности. Обводнение верхних сфагново-торфяных горизонтов при этом, с учетом их пористости, соответственно увеличивается до 6 м/год. Сохранение данных болот в прежнем качестве требует формирования такой эрозионной сети, которая примерно с такой же интенсивностью дренировала бы болота. Искусственное понижение уровня почвенно-болотных вод на преобразованных под пропашные культуры болотных массивов на 0,7–1,0 м обычно происходит в два этапа в течение 10–15 лет. Опираясь теми же уклонами дневной поверхности, получаем скорость v_b , приближенно равную как минимум 230 м/год.

Разница между реальной и предельно возможной интенсивностями воздействия составляет также примерно 2 порядка.

С учетом преобразований, аналогичных лоренцевым применительно к массе движущегося тела [Бом, 1967], *собственная масса* (количество генетических горизонтов) рассматриваемого почвенного тела становится мнимой и приблизительно на 2 порядка меньше исходной. Мнимая величина означает, что данное тело теряет собственную целостность и устойчиво функционирует лишь в контексте надсистемы – почвенного покрова данного региона в целом, т.е. требует регулярных «субстратных вливаний» в форме завозимых торфа, песчано-гравийной смеси, удобрений [Шамов, 1993а].

Уменьшение собственной массы указывает на исчезновение исходного объекта с имевшейся до освоения структурой и замену его на объект, совершенно иной по форме и генезису, с новой специфической структурой. При этом объем восполняемого ресурса-субстрата в многолетнем плане предположительно на 2 порядка должен превосходить изначальный, что, очевидно, сопряжено с большими финансовыми затратами.

7.3. Искусственная эрозионная сеть мелиоративной системы: проблема устойчивости

Устойчивость агросистемы¹⁵ определяется, таким образом, устойчивостью искусственной эрозионной сети, отводящей избыточную воду за пределы органогенного субстрата и, одновременно, не позволяющей пересушивать и разрушить этот субстрат.

В предыдущем разделе была показана необходимость привлечения определенного коли-

¹⁵ Агросистема здесь рассматривается как биогеосистема, подверженная направленному сельскохозяйственному преобразованию.

чества водных ресурсов для относительно устойчивого в эрозионном отношении функционирования участков МС, используемых для производства овощных и пропашных культур. В реальных условиях проблема дополнительных водных ресурсов, способных обеспечить сравнительно длительное существование заданной осушительной сети, зачастую не менее сложна, чем проблема сохранения ресурсов почвенных [Оптимизация..., 1984].

Наиболее простым (и в известной мере естественным) выходом из этой дилеммы, представляется сокращение площади угодий, занятых под упомянутые культуры. Несложный расчет с использованием нескольких полуэмпирических формул, который в диссертации опускается, позволяет оценить размер такого сокращения в зависимости от задаваемого модуля дренажного стока [Шамов, 1997].

7.3.1. Антропогенный эрозионный цикл мелиоративной системы

Иной подход к решению проблемы нехватки воды для поддержания требуемого уровня увлажненности необходим, если ограничивать время существования осушительной сети и, соответственно, длительность стадии агросистемы, характеризующейся пахотной перегнойно-торфяной маломощной почвой.

Действительно, опыт землепользования во все времена и в различных земледельческих культурах основывался на том, что нельзя сколь угодно долго возделывать одно и то же поле, даже при регулярном восполнении потерь плодородия почвы. Двуполье, трехполье, пятиполье, беспаровый севооборот (отчасти практикуемый, к примеру, на Диппинской МС) тому примеры. Наряду с этим, существует многолетний опыт землепользования, приводящего к необратимой деградации почв во многих традиционных селитебных районах и не позволяющего в обозримом будущем использовать эти почвы в прежнем режиме [Споры о будущем..., 1983].

Учитывая это, рассмотрим процесс превращения пахотной перегнойно-торфяной маломощной почвы в пахотную перегнойно-глеевую и далее в пахотную антропогенно-выпаханную с учетом результатов исследований генезиса почв в связи с естественной эволюцией рельефа.

Подобные результаты были, в частности, получены С.С. Неуструевым [1977] и впервые опубликованы еще в 1922 году. Он утверждал, что «влияние рельефа на почву чрезвычайно велико и разносторонне, так что всякая перемена в форме поверхности должна во многих отношениях отражаться на почвенном покрове. Эволюция рельефа (в том числе антропогенная – В.Ш.) в процессе географического цикла влечет за собой эволюцию почвенных комбинаций, определенный почвенный *цикл* (выделено мной – В.Ш.) не только в отношении развития тех или иных механических разностей в зависимости от характера пород, но также и в отношении того или иного водного режима при сохранении климатических условий *status quo*» [Неуструев, 1977, с.131].

Исходя из циклов эрозии, непосредственно связанных с водными циклами, можно подойти к вопросу о возрасте страны, как фактору почвообразования, и к вопросу о возрасте почв в связи со стадиями цикла эрозии. «Эволюция рельефа зависит от геологического строения и климата страны, а потому дело здесь не в абсолютном возрасте рельефа, а в относительном развитии его формы. Молодость, зрелость и старость формы рельефа земной поверхности выражаются в степени расчленения рельефа (его "текстуре"), характере склонов, относительной высоте водоразделов, развитии речных долин, в степени сохранности первоначальных или исходных форм - "первичного" плато и "первичной" консеквентности долин и пр. (Любопытно, что еще в 1892 г. В.В. Докучаев, говоря о характере рек европейской России (Украины в частности), обозначает его терминами возраста – "младенчество", "юность", "старость". Реки Украины он отличает как "родившиеся старыми..." – *Сноска в оригинальном тексте*). Состав и тектоника горных пород и климат определяют скорость (эволюции – В.Ш.) и характер рельефа. Так, страна приобретает "зрелый" вид ранее, если она сложена часто чередующимися пластами различной твердости, собранными в мелкие складки, чем если она представляет собой массивный монолит твердой кристаллической породы» [Там же, с. 139].

Строительство искусственной эрозионной (осушительной) сети на торфяном массиве, далее дополняемое регулярной механической обработкой, внесением песчано-гравийной смеси и удобрений, может рассматриваться как начало антропогенного эрозионного цикла. Заплывание дренажной сети и открытых каналов, зарастание последних и т.п. аналогично может быть принято как признаки завершающей стадии этого цикла. При этом та или иная разновидность реконструкции МС налагает на «главный» антропогенный эрозионный цикл новые циклы, как бы «омолаживает» физиономию ландшафта.

Попытаемся проследить основные моменты почвообразования на фоне такого антропогенного эрозионного цикла, тем более что С.С. Неуструевым для естественных геоморфологических условий даны иллюстрации этого процесса из различных климатических зон.

Изначально Диппинский болотный массив («первичная» равнина) почти не имеет каких-либо вертикальных расчленений. На основе имеющихся картографических материалов можно заключить, что этот массив до начала осушительных работ дренировался двумя водотоками первого порядка, вытекающими из центральной (приводораздельной) части массива. Высокий уровень грунтовых вод на такой практически недренированной равнине обуславливает то, что «весь почвенный комплекс оказывается под влиянием ненормального (повышенного) для данной климатической зоны увлажнения поверхностными и грунтовыми водами... Почвы оказываются как бы *выдвинутыми* (выделено мной. – В.Ш.) в более влажную зону, и среди них получают развитие так называемые интразональные ("гидроморфные") разности: заболоченные во

влажном климате..., где влияют явления капиллярного поднятия» [Неуструев, 1977, с. 132] (мы говорим: доминирует подперто-капиллярная влага – см. табл. 2.1).

Далее Диппинский массив подвергается искусственному расчленению. Работа водотоков заменяется работой человека. Отмечено, что естественное расчленение проходит «стадию ранней молодости, когда еще громадные пространства (в нашем случае относительно большие участки – *В.Ш.*) не затронуты эрозией и уцелели большие площади изначальной поверхности, нет еще больших изменений в составе почвенных комбинаций. Лишь в частях равнины, ближайших к углубляющимся руслам, почвы испытывают заметное влияние дренажа и лучшего стока» [Неуструев, 1977, с. 134].

Организация искусственной дренажной сети на первом этапе (сеть открытых собирателей – ложбин стока) отвечает стадии ранней молодости формы рельефа. Трансформация целинной торфяной маломощной почвы в освоенную дерново-перегнойно-торфяно-глеевую почву в основном обусловлена глубокой мелиоративной вспашкой с оборотом пласта, снятием и удалением мохового очеса и высевом кормовых трав, т.е. дополнительными мероприятиями. Участок целинного болота, дренируемый придорожной канавой, претерпел в ландшафтном отношении изменения лишь в узкой полосе шириной 2–6 м; здесь появилась древесная и менее гидрофильная кустарничковая и травянистая растительность, а также увеличилась степень разложения торфа в верхней части профиля.

Освоенная дерново-перегнойно-торфяно-глеевая почва на основной части поля – кроме полос, примыкающих к осушителям – в периоды (годы) повышенного увлажнения подтапливается верховодкой, что благоприятствует развитию, в частности, сфагнового мха. Усиление расчлененности торфяной «равнины», обусловленное реконструкцией с закрытым дренажем, сопровождающейся внесением минерального грунта (глинование, пескование, известкование) и регулярной механической обработкой, аналогично вступлению ландшафта в стадию ранней зрелости (поздней молодости). Вслед за Неуструевым [1977, с. 36] «условимся считать "зрелым" почвенный покров, когда в нем наиболее выражен нормальный "климатический тип" и в генезисе почв отодвигаются на второй план условия залегания (проявляются автоморфные свойства почв. – *В.Ш.*)».

Отсюда нормальное и полное развитие почвенного типа и почвенных комбинаций следует ожидать «лишь в стадии поздней юности и ранней зрелости эрозионного цикла, когда влияние микрорельефа и избыточного увлажнения меньше по сравнению со стадией ранней молодости и когда имеют большое значение различные переходные разности с большей или меньшей степенью гидроморфности... Стадия полной или поздней зрелости эрозионного цикла (когда от изначальной равнины не остается и следа) снова не выявляет нормального почвенного

покрова (нисходящая, регрессивная ветвь цикла в ИПП МС, рис. 7.2 – В.Ш.). В рельефе начинают преобладать склоны, получает огромное значение смыв и перенос почв и обнаженных пород; мы приходим снова к большой пестроте почвенных комбинаций, но уже в зависимости от микрорельефа. "Климатический тип" уцелел лишь на остатках плато и на пологих склонах» [Там же, с. 137].

Интенсивная минерализация торфяных частиц в почвах реконструированных участков сопровождается значительным смывом тонкодисперсного материала в дренажную сеть, а в периоды интенсивных дождей – по бороздам в каналы. Это приводит, в частности, к заплыванию дрен и кольматации дренажного наполнителя. На участках, представленных пахотной перегнойно-глеевой и пахотной антропогенно-выпаханной почвами, в дренажных водах возрастает доля взвешенных наносов, в основном состоящих из суглинистых частиц [Неудачин и др., 1992]. На данных стадиях антропогенного почвообразования большую роль начинает играть как микрорельеф – в пределах отдельных клеток, на бортах и днищах каналов, – так и подстилающая материнская порода. На этой стадии мы не только не видим уже проявления нормального климатического типа, но замечаем преобладание интразональных комбинаций и среди них – плохо развитые (молодые!) почвы, где влияние материнской породы слишком превышает влияние увлажнения. Полноразвитые почвы разрушены, и начинается новое развитие по мере сглаживания форм рельефа. Здесь видна условность терминологии по «возрасту».

В стадии старости рельефа должны вновь сформироваться благоприятные условия нормального развития почв по мере уменьшения резкости склонов и накопления мягких наносов. Появление форм развития почв со значительной ролью микрорельефа можно ожидать в стадии старости эрозионного цикла, главным образом в условиях сухого климата, когда дренажная сеть не в состоянии справиться с выносом толщи мягкого денудационного материала; «нормальная» эрозионная сеть поэтому разрушается. Здесь следует вспомнить о «как бы выдвигении» почв в более влажную зону, когда почвообразование происходит на практически недренируемой равнине в условиях высокого залегания грунтовых вод. «Как бы выдвигение» мелиоративного болотного ландшафта в более засушливую – по отношению к местному климату – зону происходит на последних стадиях его развития, характеризуемых пахотной перегнойно-глеевой и пахотной антропогенно-выпаханной почвами, в условиях недостаточного объема перераспределенного стока, который не обеспечивает искусственную эрозионную (осушительную) сеть соответствующей транспортирующей способностью. По С.С. Неуструеву, *нормальная* эрозионная сеть разрушается. При этом вновь создаются условия для развития микрорельефа, но первоначально в условиях недостаточной водообеспеченности в почвенном профиле будут преобладать свежие конусы выноса и эоловые наносы.

Нужно подчеркнуть, что эоловые процессы (ветровая эрозия) в пределах Диппинской МС действительно имели место, в особенности на стадии вновь освоенной пахотной перегнойно-торфяно-глеевой почвы, верхний горизонт которой в значительной мере представлен легкими и слабосвязанными друг с другом частицами торфа. Разрушение капиллярной связи этого горизонта с подстилающими горизонтами, еще сохранившими естественное сложение, приводит к систематическому пересыханию частиц торфа в верхней части профиля в периоды между выпадением дождей. К примеру, активная ветровая эрозия на тестовом участке наблюдалась нами уже в *первые* сутки после обильного атмосферного увлажнения. Большая часть выносимого материала отлагается в каналах и открытых собирателях, поэтому имеет смысл говорить о специфических эоловых наносах данного агроландшафта.

Наряду с эоловыми на днищах каналов имеют место и свежие «аллювиальные» наносы – отложения, сформированные работой временных дренажных потоков.

«Состарившаяся» искусственная эрозионная сеть не только Диппинского массива, но и на других МС эпизодически «омолаживается» (реконструируется), проводятся расчистка и углубление каналов, закладывается закрытый дренаж. При этом существенным фактором почвообразования в ряде случаев является внесение торфа (в случае Диппинской МС добытого на прилегающем Гурском болотном массиве), песчано-гравийной смеси, удобрений. Тем самым антропогенная эрозия вынужденно распространяется на другие ландшафты. Вероятно, стадия старости эрозионного цикла, когда должны создасться благоприятные условия нормального развития почв, может быть представлена в слабовыраженной форме на выположенных (старых) участках бортов каналов, как правило, зарастающих травяной и древесной растительностью.

Усиление роли подстилающих пород и микрорельефа в почвообразовании на заключительной стадии эрозионного цикла вновь приводит к проявлению гидроморфных свойств и ослаблению климатического фактора. По мнению С.С. Неуструева [1977, с. 138], «наименьшее или вернее наиболее замаскированное проявление климатического фактора наблюдается в стадии полной зрелости эрозионного цикла (вне больших долин)». Будучи исключенными из севооборота, самые старые участки мелиоративной системы, представленные антропогенно-выпаханной почвой, очевидно, будут представлять собой разделенные сравнительно глубокими искусственными ложбинами части ландшафта, близкого по характеру к древнему ландшафту, на слабопроницаемых почвах которого когда-то начинался болотообразовательный процесс.

7.3.2. Длительность «зрелой» стадии мелиоративного ландшафта

В условиях недостаточности водных ресурсов и относительно высокого положения базиса эрозии для поддержания устойчивого функционирования мелиоративного ландшафта на стадии преобразования, характеризующейся наиболее развитыми почвами, требуется с помо-

щью тех или иных технических средств регулировать эрозионный процесс в пределах данного ландшафта. При этом длительность «зрелой», или «развитой», стадии в рамках эрозионного цикла будет определяться интенсивностью антропогенного воздействия: чем быстрее происходит развитие искусственной эрозионной сети («взросление» ландшафта), тем быстрее проходит стадия наиболее развитых почв. Это объясняется тем, что естественная эрозионная сеть обеспечивается адекватным объемом воды, производящей в форме потоков соответствующую работу. Строительство устойчивой осушительной сети на торфяном массиве в рассматриваемом районе должно быть обеспечено чрезвычайно высокой водоносностью прилегающей территории. В противном случае это мероприятие с необходимостью «переносит» осушаемую территорию в зону засушливого климата с развитием эоловых процессов, разрушением «нормальной» эрозионной сети и проявлением гидроморфных свойств почвы.

С помощью предложенного И.Н. Гарцманом и др. [1976] показателя эрозионной податливости водосбора g_R :

$$g_R = L_K / R_K, \quad (7.1)$$

где L_K – суммарная длина русловой сети порядка K , R_K – средний многолетний модуль твердого стока, – можно оценить интенсивность или, наоборот, длительность антропогенного эрозионного цикла (а также цикла почвообразовательного) в сравнении с естественными хорошо дренируемыми ландшафтами юга ДВ.

Объем земляных работ, связанных с организацией современной осушительной сети на участке под овощными и пропашными культурами, определялся нами по данным о морфометрии каналов и дренажно-коллекторных траншей. Объем извлеченного грунта, учитывая, что этот грунт не вывозился за пределы массива, представляет собой результат антропогенной эрозионной работы и составляет $6,7\text{--}6,8 \cdot 10^9$ кг. Период работ по первичному осушению и реконструкции в совокупности составляет обычно 2 года. Полагая, что морфометрические характеристики элементов осушительной сети были достигнуты в течение этих двух лет, представляется возможным рассчитать соответствующий аналог твердого стока и стока растворенных веществ в среднем за эти годы: $R_K = 90\text{--}91$ кг/с.

По формуле (7.1) определяется показатель g_R , который варьирует в пределах $10,3\text{--}12,3$ км·с/кг в зависимости от густоты закрытой дренажной сети. Имеющееся обобщение исследований эрозионной деятельности рек Приморья и Приамурья [Гарцман и др., 1976] дает возможность сравнить полученную величину с соответствующими характеристиками речных бассейнов (соответственно, 460 и 785 км·с/кг). Длина искусственной осушительной сети Вознесенской системы в 46 и более раз меньше длины, необходимой для устойчивого выноса твердого материала. Таким образом, антропогенная водно-эрозионная нагрузка на данный ландшафт много

менее чем на порядок превышает интенсивность денудации на речных водосборах региона. Иными словами, мощность дренажной сети реконструированной части системы не адекватна объему твердого материала, извлеченного при строительстве этой сети. Это несоответствие быстро приводит к деградации последней (забивке дрен, заносу каналов и т.п.). Попытка наращивать мощность осушительной сети, очевидно, приводит к обыкновенной торфоразработке, наподобие той, что велась на Гурском торфяном массиве.

При достаточной водоносности (увлажненности) было бы правомочно ожидать устойчивое функционирование мелиоративного ландшафта на «развитой» стадии при условии, что современная эрозионная (осушительная) сеть на реконструированной под овощные и пропашные культуры части МС по более «мягкому» сценарию [Гарцман и др., 1976] сформировалась бы в течение 75–90 лет. Это вытекает из соотношения показателей эрозионной податливости водосборов Приморья и водосбора части МС, занятой под овощные и пропашные культуры, при условии, что в формуле (6.1) R_K выражен через отношение объема растворенных и взвешенных наносов к величине периода времени, в течение которого этот объем вынесен водотоками. Учитывая, что отрезок времени строительства осушительной сети на Диппинском массиве равен примерно двум годам, для «естественного» промежутка эрозионного времени получена приведенная выше величина. Реки Приамурья характеризуются меньшей мутностью и большими g_R [Гарцман и др., 1976]. Ориентируясь на эрозионную обстановку бассейнов рек этого района, «естественная» длительность эрозионной работы осушительной сети до современной ее морфологии должна составить приблизительно от 128 до 152 лет.

Эпизодические наблюдения за химическим стоком и стоком взвешенных наносов на различных участках МС [Неудачин и др., 1992] позволяют, в частности, оценить твердый паводочный сток с относительно большой площади ($3,24 \text{ км}^2$), представленной рядом почв – от пахотной перегнойно-торфяной маломощной до антропогенно-выпаханной. В условиях высокого увлажнения июня 1990 г. расход растворенных макрокомпонентов, биогенных элементов, органического вещества и ряда микроэлементов вместе с взвешенным веществом составил в среднем 38 г/с. Допуская корректным распространение условий формирования этого стока на весь водосбор площадью 18 км^2 (общая площадь МС), получаем величину твердого стока, равную 0,212 кг/с.

На основании этого можно сделать вывод, что строительные работы при закладке осушительной сети приводят ко много более значительным изменениям эрозионной обстановки в пределах данного ландшафта, чем работа дренажных вод.

Важно указать на еще один аспект антропогенного эрозионного процесса, который условно можно обозначить как «аллювиализация» покровных отложений данного мелиоратив-

ного ландшафта, обусловленная внесением в почву значительного количества песчано-гравийной смеси и регулярной механической обработкой почвы. Облегчение механического состава отложений (в то же время относительное снижение базиса эрозии) достигается при этом за счет эрозионной работы других водных потоков, что, вообще говоря, должно дополнять эрозионную характеристику ландшафта и учитываться в расчетах. В частности, к величине R_K необходимо прибавлять количество вносимого «чужеродного» материала, в том числе доломитовой муки и привозного торфа. Регулярные реконструкционные мероприятия – углубление и расчистка каналов, закладка закрытого дренажа – также должны отражаться на оценке R_K . Указанные поправки не сделаны автором в расчетах из-за отсутствия надежных данных.

Выводы к главе 7

Таким образом, ограниченность хозяйственного потенциала и имеющихся водных ресурсов в данной геосистеме требуют корректив в практикуемой структуре мелиоративных мероприятий. Наиболее простым решением представляется сокращение площади пахотных угодий, быстро истощающих органогенный покров.

Регулирование эрозионной обстановки в пределах мелиоративного ландшафта позволяет в определенной мере продлевать «зрелую» стадию его развития и, тем самым, увеличивать срок использования почв этого ландшафта под пропашное земледелие. С помощью показателя эрозионной податливости водосбора (отношение длины русловой сети к норме твердого стока), предложенного в работе [Гарцман и др., 1976], можно оценивать и регулировать интенсивность антропогенного почвенно-эрозионного цикла.

Расчеты показывают, что объем извлеченного грунта при строительстве искусственной дренажной сети на используемых под пропашное земледелие торфяно-болотных почвах Нижнего Приамурья не обеспечивается мощностью этой сети, что требует ее регулярной реконструкции. Оценка данного несоответствия составляет как минимум 46 порядков. При достаточной водоносности территории естественная эрозионная сеть с параметрами современной дренажной сети и соответствующий ей почвенный покров развивалась бы достаточно долгое время, на два порядка превосходящее период строительства осушительной системы.

Резюмируя сказанное, можно утверждать, что **соотношение скорости аккумуляции торфа в торфяно-болотных геосистемах и скорости его сработки при сельскохозяйственном освоении является критерием устойчивого (неистощительного) использования торфяных болот.**

Вывод имеет практическое значение и представляется теоретической основой стратегии освоения торфяно-болотных массивов [Шамов, 1994, 1997].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Научная новизна авторского исследования заключается в развитии концепции основного процесса и специфических масштабов влагооборота в геосистемах. Эти понятия определяют иерархическую пространственно-временную организацию влагооборота, в частности: бассейновую организацию стока на суше, климатически обусловленные сдвиги в ландшафтах, процессы направленной концентрации стока в долинах крупных рек в форме озерных геосистем, критерий антропогенной деградации болотных геосистем, приуроченных к областям концентрации стока.

На основе концепции специфических (естественных, предпочтительных) масштабов в процессах водных циклов на суше автором впервые обоснованы и предложены:

- классификация типовых моделей влагооборота в геосистемах, отражающая ландшафтно-зонную структуру земной поверхности в связи с различным уровнем их увлажнения и теплообеспеченности;
- классификация типовых моделей влагооборота в геосистемах в зоне достаточного увлажнения;
- относительно устойчивое соотношение, связывающее пространственные и временные интервалы оптимального замыкания баланса геосистем, рассматриваемых с точки зрения влагооборота;
- фундаментальная постоянная, имеющая физический смысл равновесной скорости передачи сигнала в системе глобального влагооборота;
- теоретические основания бассейновой организации стока применительно к зоне достаточного увлажнения;
- методика типологической классификации геосистем на основе разработанного И.Н. Гарцманом понятия инварианта (инвариантно-генетической последовательности) и оригинального понятия предельной интенсивности взаимодействия геосистем, определяющего их устойчивость;
- понятие эффективного лимнического модуля стока, выступающего критерием типов озерных геосистем;
- ландшафтно-гидрологическая генетическая типизация озер, сформировавшихся в долинах рек в условиях направленной аккумуляции.
- ландшафтно-гидрологическая типизация мелкозалежных торфяно-болотных геосистем, подверженных интенсивному сельскохозяйственному освоению;
- эффект климатических (климатически обусловленных) ионных паводков на крупных реках на границе криолитозоны;
- выявленное с помощью геохимических трассеров изменение функций компонентов

геосистем малых речных бассейнов в зависимости от их увлажнения.

Автор утверждает, что предложенные в данной работе типовые структурные модели влагооборота в геосистемах при различной степени увлажнения и теплообеспеченности, типовые модели форм организации озёрных геосистем, а также типовые модели форм сельскохозяйственного преобразования влагооборота в торфяных массивах – все они образуют естественные классификации. Они, согласно сформулированным требованиям [Солодянкина, Черкашин, 2004], опираются на естественную теоретическую основу, основываются на достоверной эмпирической базе и позволяют получать новые результаты.

Теоретической основой здесь выступает доказательство конечности и относительной постоянности величины инварианта – равновесной скорости передачи сигнала в системе глобального влагооборота, а также инвариантные соотношения величин интенсивности внутренних процессов локальных водных циклов и внешних природных и/или антропогенных воздействий.

При этом результаты, полученные при исследовании круговорота воды, в дальнейшем могут быть также применены в области как специфических, или парциальных, круговоротов вещественных масс в геосистемах различного уровня, так и в комплексных ландшафтно-экологических исследованиях и изысканиях, проводимых на заданных территориях.

Чтобы избежать неопределенности в наших основных представлениях о пространственно-временной организации круговорота воды в географической оболочке, необходимо, очевидно, выразить содержание законов и закономерностей влагооборота исключительно на языке взаимосвязей в водных циклах, что автор и сделал в настоящей работе. Суть авторского эмпирического обобщения воднобалансовых исследований заключается в том, что типовые модели влагооборота как формы реальных знаний о его действительной динамике закономерно связаны с постановкой задачи, в первую очередь с соотношением уровня рассмотрения системы и уровня морфогенеза (преобразования форм) – собственного уровня, уровня основного или ведущего процесса данного объекта. Кроме того, для естественных, преимущественных временных и пространственных интервалов замыкания баланса в геосистемах можно выявить инвариантные соотношения, в рамках которого явления вещественного круговорота не зависят от наших наблюдательных позиций.

Обозначен ряд проблем в области исследований водного круговорота в геосистемах суши – проблем, которые не могут быть разрешены в рамках устоявшихся представлений о процессах круговорота воды. Отсюда возникает необходимость проанализировать накопившийся эмпирический материал, общие закономерности моделирования явлений в биogeосфере [Гарцман, 1976] и построить некую метамодельную систему, основанную на новых понятиях развиваемой теории влагооборота в ландшафтной оболочке – понятий, в известной мере заимство-

ванных из современной физики и позволяющих получить новые знания о процессах влагооборота [Шамов, 2006].

Автор диссертации попытался с обозначенных в ней позиций интерпретировать хорошо известные явления водного цикла на суше. Водный баланс здесь представлен уже не как математическая абстракция, сумма величин, в котором тщательный учёт и расчёт компонентов исчерпывает исследовательский потенциал и ограничивает исследователя технической стороной дела. Формирование водного баланса на конкретной территории, на наш взгляд, следует рассматривать как внутренне взаимосвязанный опосредованный внешней средой водный цикл и связанный с ним цикл энергии, включающий превращения форм (морфогенез) этой массы и энергии и требующий поиска и применения более адекватного формального аппарата для его описания. Генетические формы образуют систему – так называемую инвариантно-генетическую последовательность [по: Гарцман, 1976], а каждая из этих форм имеет свою характерную (наиболее вероятную) длительность и пространственную протяженность, что позволяет оперировать специфическими, предпочтительными пространственным и временным масштабами в рамках процессов водного цикла.

Развиваемые автором теоретические положения легли в основу решения ряда задач, в частности при исследовании генезиса катастрофических дождевых паводков; в анализе гидролого-геоэкологических последствий изменения глобального климата; в изучении закономерностей формирования озерных геосистем в долинах больших рек, испытывающих направленную аккумуляцию; в оценке устойчивости болотных массивов (и соответствующих почвенных тел), подверженных сельскохозяйственному преобразованию.

Представленная работа видится автором как последовательное движение к формированию теории влагооборота в геосистемах суши, основанной на учёте междисциплинарных связей и эвристических разработок в современной физики, в комплексе наук о Земле, биологических, экологических, социальных и других дисциплинах. Прежде всего, здесь важен учёт конечности величин скорости сигнала в водных и связанных с ними вещественных циклах, а в принципе – интенсивности любого взаимодействия географических объектов, что порождает у них свойства специфической локальности и объективную основу морфогенеза в вещественных круговоротах и в перспективе разработки адаптивных стратегий использования природных ресурсов на той или иной территории. Не менее важным видится учёт позиции хозяйствующего субъекта (субъекта воздействия в рамках природохозяйственных геосистем) по отношению к границам и циклам протекающих процессов в геосистемах.

Подводя итог вышесказанному и конкретизируя применительно к круговороту воды тезис Дэвида Бома [1967, с. 73], будем считать справедливым высказывание:

Все наши реальные знания о динамике (пространственной и временной координатах) действительных событий (явлений) водного цикла в географической оболочке, по крайней мере, в принципе, покоятся на наблюдаемых взаимосвязях между явлениями круговорота воды и соответствующими субъектными позициями.

Данный вывод роднит всю неклассическую физику с современным естествознанием и в настоящее время имеет хорошее методологическое обоснование (см., например, работы И.А. Акчурина [1974], И.Н. Гарцмана (1976, 1977), В. Devall [1985], Ф. Капры [1994], Ю.Г. Тютюнника [1996], Р.А. Уилсона [1998], А.П. Левича [1986; 1989; 2008], А.К. Черкашина [1997]) и, вместе с тем, оригинальное узкодисциплинарное развитие (см., например, работы А.Н. Вяльцева [1965], И.М. Галицкого [1992], В.П. Майкова [1997], Ю.Г. Белостоцкого [2000]; Б.Е. Большакова [2002] и др.).

С учетом проведенных исследований предлагаются следующие общие геоэкологические положения, которые, на наш взгляд, должны лечь в основу дальнейших исследований водных циклов в разноранговых геосистемах:

1. Все процессы влагооборота и обусловленные ими явления в географической оболочке происходят с интенсивностями, имеющими **конечное** значение, некий верхний «горизонт событий», т.е. в общем случае **локальны** (в смысле СТО) и **неравновесны** в термодинамическом смысле.

2. Все процессы влагооборота и обусловленные ими явления происходят с интенсивностями, превышающими определенное значение, некий нижний «горизонт событий», т.е. в общем случае имеют собственное **разрешение** наблюдаемых явлений.

3. Иерархическое строение геосистем обуславливает иерархию локальных «горизонтов событий» – морфологий в процессах влагооборота, актуализирующихся в зависимости от уровня постановки исследовательской задачи – системы отсчета. В собственной системе отсчета круговорот водных масс **нелокален**, т.е. в целом является **макроскопически равновесным**.

4. Устойчивость и неустойчивость, динамика и эволюция геосистем суть обозначения явлений, которые определяются **соотношением** текущей интенсивности их влагоэнергообмена и нижними и верхними пороговыми значениями этой интенсивности – конкретными **«горизонтами событий»**.

5. Регулирование и контррегулирование – основные механизмы водных циклов в геосистемах. Механизм регулирования обеспечивает их **устойчивость** в отношении круговорота воды и динамику в рамках достигнутого качественного состояния, тогда как механизм контррегулирования «отвечает» за их неустойчивость, морфогенез – качественную **трансформацию** свойств, основных функций и структуры влагооборота в них.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аваряский Л.П. Устья притоков Нижнего Амура // Вопросы географии Дальнего Востока. Сб. 16. Хабаровск: Хабаровское кн. изд-во, 1975. С. 187–212.
2. Агранат Г.А. Возможности и реальности освоения Севера: глобальные уроки // Итоги науки и техники ВИНТИ. Сер. теоретические и общие вопросы географии. 1992. 188 с.
3. Азимов А. Выбор катастроф. От гибели Вселенной до энергетического кризиса. СПб.: Амфора, 2002. 510 с.
4. Акчурин И.А. Единство естественнонаучного знания. М.: Наука, 1974. 207 с.
5. Алексеевский Н.И. Речной сток: географическая роль и индикационные свойства // Вопросы географии. Сб. 133: Географо-гидрологические исследования / Отв. ред. Н.И. Коронкевич, Е.А. Барабанова. М.: Изд. дом "Кодекс", 2012. С. 48–71.
6. Алисимчик Н.Г. Оценка однородности многолетних рядов температуры морской воды на примере МГ-2 Сосуново // ДВНИГМИ – 65 лет. Юбилейный вып. Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 225–237.
7. Андреев В., Панчев С. Динамика атмосферных термиков. Л.: Гидрометеиздат. 1975. 152 с.
8. Анохин В.Л. Моделирование процессов миграции радиоизотопов в ландшафтах. М.: Атомиздат, 1974. 144 с.
9. Антипов А.Н. Методические особенности использования географической информации в гидрологических исследованиях // Гидрологические исследования ландшафтов. Новосибирск: Наука. 1986. С. 15–30.
10. Антипов А.Н., Корытный Л.М. Сибирская школа ландшафтной гидрологии // Вопросы географии. Сб. 133: Географо-гидрологические исследования / Отв. ред. Н.И. Коронкевич, Е.А. Барабанова. М.: Изд. дом "Кодекс", 2012. С. 32–47.
11. Антипов А.Н., Федоров В.Н. Ландшафтно-гидрологическая организация территории. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 254 с.
12. Аржанова В.С., Елпатьевский П.В. Геохимия, функционирование и динамика горных систем Сихотэ-Алиня (юг Дальнего Востока России). Владивосток: Дальнаука, 2005. 253 с.
13. Арманд А.Д. Время в географических науках // Конструкции времени в естествознании: на пути к пониманию феномена времени. Часть 1. Междисциплинарное исследование. М.: Изд. Моск. ун-та, 1996. С. 201–233.
14. Арманд А.Д. Саморегуляция и самоорганизация географических систем. М.: Наука, 1988. 261 с.
15. Арманд А.Д. Теория поля и проблема выделения геосистем. В кн.: Количественные

методы изучения природы. Вопросы географии, вып. 98. М.: Мысль, 1975. С. 92–106.

16. Арнольд В.И. Теория катастроф. М.: Наука, 1990. 128 с.
17. Архипов Б.С., Кулаков В.В. Факторы и процессы формирования подземных железистых вод в северо-восточной части Среднеамурского артезианского бассейна // Гидрогеологические исследования в Приамурье. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 94–102.
18. Атлас Нижнего Амура. Топографические карты. Хабаровск: ДВ ГАП, 1994. 60 с.
19. Ахтямов М.Х. Применение флористических критериев к классификации травяной растительности // Экосистемы юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1981. С. 26–35.
20. Бабкин В.И., Вуглинский В.С. Водный баланс речных бассейнов. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 192 с.
21. Байкало-Амурская железнодорожная магистраль. Геокриологическая карта. Масштаб 1 : 2500000 / Ред. Н.А. Некрасов. М.: Изд-во ГУГК, 1979.
22. Бакланов П.Я., Каракин В.П. Природно-ресурсное пространство: дифференциация, границы, типы // География и природные ресурсы. 2013. № 4. С. 11–17.
23. Барри Р.Г. Погода и климат в горах. Л.: Гидрометеиздат. 1984. 312 с.
24. Барцев С.И., Белолипецкий П.В., Дегерменджи А.Г. Минимальная модель системы "биосфера–климат" и ее компоненты // Вестник Новосиб. гос. ун-та. Сер. Информ. технологии. 2011. Т. 9. Вып. 1. С. 31–37.
25. Белостоцкий Ю.Г. Единая основа мироздания (научная гипотеза). СПб.: Наука, 2000. 276 с.
26. Бернал Дж. Возникновение жизни. М.: Мир. 1969. 357 с.
27. Берсенева И.А. Климаты аридной зоны Азии. М.: Наука, 2006. 287 с.
28. Беручашвили Н.Л. Четыре измерения ландшафта. М.: Мысль, 1986. 182 с.
29. Богданов А.А. Тектология. Всеобщая организация наука. Кн. 1. М.: Экономика, 1989. 304 с.
30. Богданов Б.Б. Морфолимнические типы озёр и их роль во взаимоотношении лимнических и терригенных факторов в озёрном круговороте // Проблемы региональной лимнологии. Иркутск: изд-во Иркутск. гос. пед. инст-та, 1979. С. 3–20.
31. Богдановская-Гиенэф И.Д. Закономерности формирования сфагновых болот верхового типа на примере Полисто-Ловатского массива. Л.: Наука. 1969. 186 с.
32. Богословский Б.Б. Озероведение. М.: Изд-во МГУ, 1960. 335 с.
33. Бойкова К.Г. Наводнения на реках Амурского бассейна // Вопросы географии Дальнего Востока. Хабаровск: Хаб. книж. изд-во. 1963. С. 192–259.

34. Болдескул А.Г., Шамов В.В., Гарцман Б.И., Кожевникова Н.К. Ионный состав генетических типов вод малого речного бассейна: стационарные исследования в Центральном Сихотэ-Алине // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 2. С. 90–101.
35. Болдовский Н.В. Подземные воды Восточно-сихотэ-алинского вулканогенного пояса. Владивосток: Дальнаука. 1994. 224 с.
36. Большаков Б.Е. Закон природы или как работает Пространство–Время. М.-Дубна: РАЕН, Междунар. ун-т природы, общества и человека "Дубна", 2002. 265 с.
37. Бом Д. Специальная теория относительности. М.: Изд-во «Мир», 1967. 286 с.
38. Бородзич Э.В., Еремеев А.Н., Яницкий И.Н. Газовое дыхание Земли // Природа. 1983. № 2. С. 18–23.
39. Братсерт У.Х. Испарение в атмосферу (Теория, история, приложения). Л.: Гидрометеиздат, 1985. 352 с.
40. Бугаец А.Н. Разработка методов определения структурно-гидрографических характеристик по данным ЦМР для гидрологического моделирования. Автореф... канд. геогр. наук. СПб: РГГМУ, 2011. 30 с.
41. Бугаец А.Н., Гарцман Б.И., Краснопеев С.М., Бугаец Н.Д. Опыт обработки информации модернизированной гидрологической сети с использованием системы управления данными CUAHSI HIS ODM // Метеорология и гидрология. 2013. № 5. С. 91–101.
42. Будаговский А.И., Гусев Е.М. Почвенные воды // Водные ресурсы. 1989. № 5. С. 16–27.
43. Будыко М.И. О закономерностях поверхностного физико-географического процесса // Метеорология и гидрология. 1948. № 4. С. 17–29.
44. Будыко М.И. Человек и биосфера // Методологические аспекты исследования биосферы. М.: Наука, 1975. С. 112–123.
45. Будыко М.И., Соколов А.А. Водный баланс земного шара // Мировой водный баланс и водные ресурсы Земного шара. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 638 с.
46. Булавко А.Г. Водный баланс речных водосборов. Л.: Гидрометеиздат. 1971. 304 с.
47. Бурлака В.В. Биологические основы растениеводства на переувлажняемых почвах Дальнего Востока. Хабаровск: ДВНИИСХ, 1967. 280 с.
48. Васильев Л.Н., Мандыч А.Ф. Самоорганизованная критичность в атмосферных осадках // Известия РАН. Сер. геогр. 2000. № 1. С. 40–51.
49. Вельтищев Н.Ф., Геохланян Т.Х. Ячейковая конвекция: лабораторные эксперименты и наблюдения в атмосфере // Тр. Гидрометцентра СССР. 1974. Вып. 132. С. 71–87.
50. Вернадский В.И. Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т.4, кн. 2, 651

с.; 1960. Т. 5, 422 с.

51. Вернадский В.И. О жизненном (биологическом) времени // Труды по философии естествознания. М.: Наука, 2000а. С. 112–175.

52. Вернадский В.И. Проблема времени в современной науке // Труды по философии естествознания. М.: Наука, 2000б. С. 176–196.

53. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 2001. 376 с.

54. Викторов С.В., Чикишев А.Г. Ландшафтно-генетические ряды и их значение для индикации природных и антропогенных процессов // Ландшафтная индикация природных процессов. Тр. МОИП, 1976. Т. 55. С. 27–33.

55. Виноградов В.Н., Купцов А.Н. О гидрологии «сухих» рек районов активного вулканизма // Водные ресурсы. 1980. № 5. С. 178–184.

56. Виноградов Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 311 с.

57. Виноградов Ю.Б. Этюды о селевых потоках. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 144 с.

58. Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Математическое моделирование в гидрологии. М.: Издат. центр "Академия", 2010. 304 с.

59. Водные ресурсы рек зоны БАМ / Под ред. А.И. Чеботарева, Б.М. Доброумова. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 272 с.

60. Водогрецкий В.Е., Крестовский О.И. Воднобалансовые экспедиционные исследования: задачи, организация и методика исследования. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 144 с.

61. Вozовик Ю.И. О повторяемости событий в процессе развития ландшафтов во времени // Ритмы и цикличность в природе. Вопросы географии. Сб. 79. М.: Мысль. 1970. С. 3–14.

62. Волобуев В.Р. Введение в энергетику почвообразования. М.: Наука, 1974. 128 с.

63. Воронин А.Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв. М.: Изд-во Московского гос. ун-та. 1984. 204 с.

64. Воронков Н.А. Роль лесов в охране вод. Л.: Гидрометеиздат. 1988. 288 с.

65. Воронков П.П. Гидрохимия местного стока европейской территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 188 с.

66. Вязьцев А.Н. Дискретное пространство-время. М.: Наука, 1965. 400 с.

67. Галанин А.В., Беликович А.В., Галанина И.А., Роечко Е.Н., Яковченко Л.С. Растительность Даурии и великие переселения народов // Вестник СВНЦ. 2008. № 4. С. 14–34.

68. Галицкий И.М. Будущее физики, математики, науки. Гомель: Изд-во «ФЕНИД», 1992. 134 с.

69. Гапека З.И., Гапека Е.В. Изучение пойменных сообществ в условиях Нижнего Амура // Актуальные вопросы преподавания в высших учебных заведениях в условиях Приамурья. Хабаровск: Издательство ХГПИ. 1987. С. 99–110.
70. Гарцман Б.И. Анализ геоморфологических условий формирования первичных водотоков на основе цифровых моделей рельефа // География и природные ресурсы. 2013. № 1. С. 136–147.
71. Гарцман Б.И. Дождевые наводнения на реках юга Дальнего Востока: методы расчетов, прогнозов, оценок риска. Владивосток: Дальнаука, 2008. 223 с.
72. Гарцман Б.И. О некоторых подходах к системному моделированию речного стока // География и природные ресурсы. 1990. № 3. С. 136–142.
73. Гарцман Б.И. Опыт гидрографического и ландшафтного описания речного бассейна на основе ГИС и геоданных // Метеорология и гидрология. 2014. № 4. С. 64–79.
74. Гарцман Б.И. Паводочный цикл малого речного бассейна. Автореф... канд. геогр. наук. Иркутск–Владивосток. 1993. 19 с.
75. Гарцман Б.И. Феномен контррегулирования стока в модели паводочного стока малого речного бассейна // География и природные ресурсы. 2001. № 2. С. 142–149.
76. Гарцман Б.И. Эффект бассейнового контррегулирования при формировании экстремальных дождевых паводков // География и природные ресурсы. № 1. 2007. С. 14–21.
77. Гарцман Б.И., Бугаец А.Н. Применение модели паводочного цикла малого речного бассейна в расчетах максимального стока // Гидрометеорология и экология Дальнего Востока: Темат. вып. ДВНИГМИ. Вып. 4. Владивосток: Дальнаука, 2003. С. 76–93.
78. Гарцман Б.И., Галанин А.А. Структурно-гидрографический и морфометрический анализ речных систем: теоретические аспекты // География и природные ресурсы. 2011. № 3. С. 11–20.
79. Гарцман Б.И.
80. Гарцман Б.И., Мезенцева Л.И., Меновщикова Т.С., Попова Н.Ю., Соколов О.В. Условия формирования экстремально высокой водности рек Приморья в осенне-зимний период 2012 г. // Метеорология и гидрология. 2014. № 4. С. 77–92.
81. Гарцман Б.И., Шамов В.В. Системные исследования водного баланса малых речных бассейнов // География и природные ресурсы. 1991. № 4. С. 11–20.
82. Гарцман Б.И., Шамов В.В. Натурные исследования стокоформирования в дальневосточном регионе на основе современных средств наблюдений // Водные ресурсы. 2016. Т. 42, № 6. С. 589–599.
83. Гарцман Б.И., Шамов В.В., Третьяков А.С. Система водно-балансовых моделей ма-

лого речного бассейна // География и природные ресурсы. 1993. № 3. С. 27–36.

84. Гарцман И.Н. Некоторые проблемы системного подхода в гидрометеорологии // Тр. ДВНИГМИ. Вып. 54. Л.: Гидрометеиздат, 1976. С. 3–47.

85. Гарцман И.Н. Проблемы географической зональности и дискретность гидрометеорологических полей в горных условиях муссонного климата // Тр. ДВНИГМИ. Вып. 35. Л.: Гидрометеиздат, 1971. С. 3–31.

86. Гарцман И.Н. Системные аспекты моделирования в гидрологии. Тр. ДВНИГМИ, вып. 63. Л.: Гидрометеиздат, 1977, с. 3–69.

87. Гарцман И.Н., Казанский Б.А., Карасев М.С., Рябчиков Г.Я., Барвинская Л.В. Структура речных систем и индикационная оценка их гидрографических характеристик // Тр. ДВНИГМИ. Вып. 54. Л.: Гидрометеиздат. 1976. С. 69-92.

88. Гарцман И.Н., Лыло В.М., Черненко В.Г. Паводочный сток рек Дальнего Востока. Л.: Гидрометеиздат. 1971. 264 с.

89. Генкель П.А. Физиология растений. М.: Просвещение, 1975. 335 с.

90. Геосистемы Дальнего Востока России на рубеже XX-XXI веков. Том 2. Природные ресурсы и региональное природопользование / Под ред. П.Я. Бакланова, В.П. Каракина. Владивосток: Дальнаука, 2010. 560 с.

91. Гидрогеология СССР. Т. XXIII. Хабаровский край и Амурская область. М.: Недра. 1971. 514 с.

92. Гидрологическая изученность. Т. 18. Дальний Восток. Вып. 1. Амур. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 488 с.

93. Гидрологическая роль леса. Вып. 2. Гидрометеорология. Сер. Гидрология суши. Обзорная информация. ВНИГМИ-МЦД, 1985. 56 с.

94. Гидрологическая роль лесных геосистем / Под ред. Новосибирск: Наука, 1989.

95. Главацкий С.Н. Группы и типы озер Нижнего Приамурья // Геология, геоморфология, полезные ископаемые Приамурья. Сб. №1 (72). Хабаровск: Хаб. кн. изд-во, 1961. С 158–168.

96. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. М.: Высш. школа, 1988. 328 с.

97. Глазовский Н.Ф. Избранные труды. Т. 1: Геохимические потоки в биосфере. М.: Товарищество науч. изданий КМК, 2006. 535 с.

98. Глазырина И.П., Михеев И.Е., Элоян А.Ю. О согласовании экологических и экономических интересов при добыче россыпного золота // География и природные ресурсы. 2017. № 3. С. 139–146.

99. Глебов Ф.З., Корзухин М.Д. Экологические модели в болотной динамике // Эксперимент и математическое моделирование в изучении биогеоценозов лесов и болот. М.: Наука. 1990. С. 166–185.
100. Глейзер С., Нусинов М. Ты сам ведь из глины меня изваял... // Знание – сила. № 9. 1985. С. 33–34.
101. Глобус А.М. Физика неизотермического внутрпочвенного влагообмена. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 280 с.
102. Глотов В.Е. Гидрогеология осадочных бассейнов северо-востока России и особенности формирования подземных вод // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2008, № 1. С. 12–32.
103. Глушков В.Г. Вопросы теории и методы гидрологических исследований. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 416 с.
104. Глушков И.В., Симонов Е.А., Горюнова С.В., Цыбикова Е.Б., Ткачук Т.Е. Оценка изменений водно-болотных угодий в центральной части бассейна р. Аргунь в свете планов водохозяйственного освоения // Ритмы и катастрофы в растительном покрове. II. Опустынивание Даурии. Владивосток: БСИ ДВО РАН, 2009. С. 79–99.
105. Говорушко С.М. Взаимодействие человека с окружающей средой. Влияние геологических, геоморфологических, метеорологических и гидрологических процессов на человеческую деятельность. М.: Академический проект; Киров: Константа, 2007. 660 с.
106. Гольц Г.А. Стадии развития, структурные уровни и константы территориальных общностей расселения и хозяйства // Известия АН СССР. Сер. геогр. № 2, 1986. С. 34–48.
107. Гомология и гомотопия географических систем / Науч. ред. А.К. Черкашин, Е.А. Истомина. Новосибирск: Акад. изд-во "Гео", 2009. 351 с.
108. Горбатенко Л.В. Трансграничный бассейн реки Амур: условия, факторы, прогноз и особенности водопользования // Водные ресурсы: новые вызовы и пути решения / Сборник науч. трудов конф., посвящ. Году экологии в России и 50-летию ИВП РАН. Сочи, 02–07 октября 2017 г. Новочеркасск: ООО "Лик", 2017. С. 542–547.
109. Горчаков А.М. Исследование элементов водного баланса и его структуры в Приморье. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 182 с.
110. Грегори К. География и географы: Физическая география. М.: Прогресс. 1988. 384 с.
111. Григорьев А.А. Географическая зональность и некоторые ее закономерности // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1954, № 5. С. 17–39.
112. Григорьев А.А. Закон интенсивности физико-географического процесса // Изв. ВГО. 1943. Т. 75. № 1. С. 3–13.
113. Гросвальд М.Г. Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего

великого похолодания // Материалы гляциологических исследований. Вып. 106. М.: ИГ РАН, 2009. 152 с.

114. Губарева Т.С., Болдескул А.Г., Гарцман Б.И., Шамов В.В. Анализ природных трас-серов и генетических составляющих стока в моделях смешения (на примере малых бассейнов в Приморье) // Водные ресурсы. 2016. Т. 43, № 4. С. 387–399.

115. Губарева Т.С., Гарцман Б.И., Шамов В.В., Болдескул А.Г., Кожевникова Н.К. Раз-деление гидрографа стока по генетическим составляющим // Метеорология и гидрология. 2015. № 3. С. 97–108.

116. Гусев Е.М. Проблемы теории переноса жидкости в ненасыщенных пористых сре-дах // Физика почвенных вод. М.: Наука, 1981. С. 123–143.

117. Дандарон Ж.–Д. Объяснение суточного хода испарения воды из почвы // Сб. работ по гидрологии № 10. Л.: Гидрометеиздат, 1970. С. 188–200.

118. Данилов-Данильян В.И. Природно-ресурсный сектор в структуре мирового хозяй-ства // Вестник РАН. 2013. Т. 83, № 4. С. 291–299.

119. Данилов-Данильян В.И., Лосев К.С., Рейф И.Е. Перед главным вызовом цивилиза-ции: взгляд из России. М.: ИНФРА-М, 2005. 224 с.

120. Данилов-Данильян В.И., Гельфан А.Н., Мотовилов Ю.Г., Калугин А.С. Катастро-фическое наводнение 2013 года в бассейне реки Амур: условия формирования, оценка повторя-емости, результаты моделирования // Водные ресурсы. 2014. Т. 41. № 2. С. 111–122.

121. Дерпгольц В.Ф. Мир воды. Л.: Недра, 1979. 254 с.

122. Дзюба А.В., Зекцер И.С. Взаимосвязь подземных вод криолитозоны и изменений климата // Водные ресурсы. 2011. № 1. С. 20–29.

123. Диалектическая логика. Кн. 2. / Под ред. З.М. Оруджева, А.П. Шептулина. М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1986. 298 с.

124. Добровольский В.В. География микроэлементов: глобальное рассеяние. М.: Мысль, 1983. 272 с.

125. Добровольский С.Г. Климатические изменения в системе "гидросфера - атмосфе-ра". М.: ГЕОС, 2002. 232 с.

126. Добровольский С.Г. Проблема глобального потепления и изменений стока россий-ских рек // Водные ресурсы. 2007. Т. 34. № 6. С. 643–655.

127. Дождевые паводки 1984 г. и проблемы развития исследований экстремальных гид-рометеорологических явлений на Дальнем Востоке / Тр. ДВНИГМИ. Вып. 133. Л.: Гидрометео-издат, 1987. 136 с.

128. Докучаев В.В. К учению о зонах природы // Собр. соч. М.: Изд-во АН СССР, 1951.

Т. 6. 596 с.

129. Докучаев В.В. Способы образования речных долин Европейской России // Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1949. С. 6–248.

130. Долгоносов Б.М. Нелинейная динамика экологических и гидрологических процессов. М.: Книжный дом "Либроком"/URSS. 440 с.

131. Долгоносов Б.М., Корчагин К.А. Нелинейная стохастическая модель формирования ежедневных и среднемесячных расходов воды в речных бассейнах // Водные ресурсы. 2007. Т. 34, № 6. С. 662–672.

132. Дольник В.Р. Существуют ли биологические механизмы регуляции численности людей? // Природа, № 2, 1992. С. 3–16.

133. Дроздов О.А., Григорьева А.С. Влагооборот в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 314 с.

134. Дубынина С.С. Пространственно-временная изменчивость растительных сообществ Онон-Аргунской степи // География и природные ресурсы. 2008. № 2. С. 116–121.

135. Дьяконов К.Н., Иванов А.Н. Устойчивость и инерционность геосистемы // Вест. Моск. Ун-та. Сер. 5. География. 1991. № 1. С. 28–34.

136. Дэвис П. Суперсила. М.: Мир, 1989. 272 с.

137. Емельянов А.Г. Физико-географическое обоснование прогнозирования изменений природных комплексов под воздействием гидротехнических сооружений // В сб.: Исследование природных комплексов в целях их охраны и рационального использования. Калинин: Изд-во Калининского гос. ун-та. 1986. С. 12–21.

138. Ершов Э.Д. Деградация мерзлоты при возможном глобальном потеплении климата // Соросовский образовательный журнал. 1997. № 2. С. 70–74.

139. Ершов Э.Д. Общая геоэкология. М.: Изд-во МГУ, 2002. 682 с.

140. Жильцов А.С. Гидрологическая роль горных хвойно-широколиственных лесов Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2008. 332 с.

141. Жирмунский А.В., Кузьмин В.И. Критические уровни в развитии природных систем. Л.: Наука, 1990. 223 с.

142. Завадский К.М. Вид и видообразование. Л.: Наука, 1968. 404 с.

143. Заварзин Г.А. Становление биосферы // Вестник РАН. 2001. Т. 71. № 11. С. 988–1001.

144. Зверев В.П. Круговороты подземных вод в земной коре // Природа. 2001. № 5. С. 3–10.

145. Зверев В.П. Подземная гидросфера. Проблемы фундаментальной гидрогеологии. М.: Научный мир, 2011. 260 с.

146. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра. 1979. 310 с.
147. Зуев В.А. О подземной и «поверхностной» составляющих речного стока // Мат-лы XVII Всерос. совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск-Красноярск: ИЗК СО РАН, 2003. С. 26–28.
148. Иванов Г.И. Почвообразование на юге Дальнего Востока. М.: Наука, 1976. 200 с.
149. Иванов Е.Г. Районирование территории Восточной Сибири и Дальнего Востока по характеру многолетних колебаний водоносности рек // Тр. ДВНИГМИ. Вып. 39. Л.: Гидрометеиздат, 1972. С. 3–8.
150. Иванов К.Е. Водообмен в болотных ландшафтах. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 280 с.
151. Иванов К.Е., Новиков С.М., Романов В.В. Некоторые основные положения методики исследований влияния осушительных мелиораций на водные ресурсы и водный режим территорий // Тр. ГГИ. 1973. Вып. 208. С. 153–160.
152. Иванов О.П., Винник М.А. Геодинамический анализ наводнений // Известия РАН. Сер. геогр. 2009. № 3. С. 72–81.
153. Ивлев А.М. Теория почвообразования. Учебник. Владивосток: Изд-во Дальневост. гос. ун-та, 2001. 164 с.
154. Игнатов А.В., Федоров В.Н., Захаров В.В. Динамика составляющих водного баланса речных бассейнов. Иркутск: Изд-во Сибирского отделения РАН. 1998. 185 с.
155. Исаченко А.Г. Интенсивность функционирования и продуктивность геосистем // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1990. № 5. С. 5–7.
156. Калинин Г.П. Проблемы глобальной гидрологии. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 377 с.
157. Калинин Г.П. Пространственно-временной анализ и эргодичность гидрологических элементов // Вестник МГУ. Сер. V. Вып. 5. 1966. №. С. 19–34.
158. Каллендер К. Время как иллюзия // В мире науки. 2010. №8-9. С. 33–39.
159. Калугин А.С. Канд. дисс.... геогр. наук. Москва: ИВП, 2016. 185 с.
160. Калякин В.Н. Речной бассейн как структурно-хорологическая единица биосферы. М.: ВНИИ охраны природы и заповедного дела Госагропрома СССР. 1986. 50 с.
161. Караванов К.П. Вертикальные ряды гидрогеологических систем и геодинамика Приамурья. Препринт. Хабаровск: Институт водных и экологических проблем ДВО РАН. 1996. 67 с.
162. Караванов К.П. Гидрогеологические системы Тихоокеанского сегмента Земли. Вып. 1. Геологические факторы формирования подземных вод и распространения гидрогеологических систем (ГГС). Препринт. Хабаровск: Институт водных и экологических проблем ХНЦ ДВО РАН. 1998. 125 с.

163. Караванов К.П., Кулаков В.В. Гидрогеологические системы Земного шара и подземные воды тихоокеанского сегмента Земли // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 6. С. 17–30.
164. Карасёв М.С., Гарцман Б.И. О принципах регионального анализа русловых процессов малых и средних рек и их антропогенной динамики // Геоморфология. 2002. № 2. С. 10–16.
165. Карасёв М.С., Гарцман Б.И., Тащи С.М. Пространственно-временные закономерности руслового морфогенеза горных стран муссонной зоны // География и природные ресурсы. 2000. № 1. С. 106–116.
166. Керкби М. Дж. Гидролого-гидрогеологические условия склонов // Гидрогеологическое прогнозирование / Под. ред. М.Г. Андерсона и Т.П. Берта. М.: Мир. 1988. С. 54–102.
167. Ким В.И. Особенности затопления пойменных островов Нижнего Амура (на примере острова Славянский) // Формирование вод суши юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР. 1988. С. 21–30.
168. Ким В.И. Условия формирования паводков в бассейне реки Амур // Исследования водных и экологических проблем Приамурья. Владивосток-Хабаровск: Дальнаука. 1999. С. 66–69.
169. Ким В.И., Шамов В.В. Характеристика твердого стока Среднего Амура // Геохимические и эколого-биогеохимические исследования в Приамурье. Вып. 10. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 186–191.
170. Китредж Дж. Влияние леса на климат, почвы и водный режим. М.: Изд-во иностр. лит-ры. 1951. 456 с.
171. Кичигина Н.В., Губарева Т.С., Шамов В.В., Гарцман Б.И. Трассерные исследования формирования речного стока в бассейне озера Байкал // География и природные ресурсы. 2016. № 5S. С. 60–69.
172. Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н. История гидросферы. М.: Научный мир, 1998. 368 с.
173. Клиге Р.К. Изменения в режиме поверхностных вод Земли // Формирование водного баланса территории. М.: Изд-во ИГ СССР, 1980. С. 163–177.
174. Клиге Р.К. Изменения глобального водообмена. М.: Наука, 1985. 247 с.
175. Климец А.П. Новая интерпретация специальной теории относительности // Физика и философия. Поиск истины. Брест: Изд-во «Форт», 1997а. С. 20–40.
176. Климец А.П. Скорость света // Физика и философия. Поиск истины. Брест: Изд-во «Форт», 1997б. С. 5–14.
177. Климин М.А. Генезис торфяных отложений Нижнего Приамурья // Геохимические и эколого-биогеохимические исследования в Приамурье. Вып. 10. Владивосток: Дальнаука,

2000. С. 170—179.

178. Климин М.А. Изменение водно-физических свойств мелиорированных торфяных почв Среднеамурской низменности в результате хозяйственного использования // Формирование вод суши юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988а. С. 85–91.

179. Климин М.А. Изменение структуры почвенного покрова мелиорированных торфяных массивов Среднеамурской низменности при различной интенсивности хозяйственного использования // География и природные ресурсы. 1988б. № 3. С. 75–80.

180. Климин М.А. Трансформация торфяных почв северо-восточной части Среднеамурской низменности при сельскохозяйственном использовании: Автореф. дис... канд. биол. наук / Ин-т почвоведения и агрохимии СО РАН. Новосибирск, 1993. 16 с.

181. Ковалевский В.С. Условия формирования и прогнозы естественного режима подземных вод. М: Недра. 1973. 152 с.

182. Кожевникова Н.К., Дюкарев В.Н. Эколого-защитные свойства лесного покрова верхнего пояса гор (Южный Сихотэ-Алинь) // Проблемы региональной экологии. 2011. № 4. С. 30–38.

183. Кондратьев А.Н. Руслу равнинных рек. Решение некоторых гидролого-морфологических противоречий с помощью приёмов решения научных задач. СПб, 1999. 112 с.

184. Коптюг В.А. Задачи социально-гуманитарных наук в разработке моделей будущего развития страны / Закономерности социального развития: ориентиры и критерии моделей будущего. Ч. 1. Новосибирск: СО РАН, 1994. С. 5–10.

185. Кордэ Н.В. Биостратиграфия и типология русских сапропелей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 219 с.

186. Коронкевич Н.И. Комплексная дифференциация водного баланса территории // Гидрологические исследования ландшафтов. Новосибирск: Наука. 1986. С. 8-15.

187. Коронкевич Н.И. Некоторые направления географогидрологических исследований // Географические направления в гидрологии. М.: ИГ РАН, 1995. С. 30-48.

188. Коронкевич Н.И., Барабанова Е.А., Георгиади А.Г., Долгов С.В., Зайцева И.С., Кашутина Е.А., Мельник К.С. Гидрология антропогенного направления: становление, методы, результаты // Изв. РАН. Сер. геогр. 2017. № 2. С. 8–23.

189. Коронкевич Н.И., Черногаева Г.М. Географо-гидрологические исследования в Институте географии РАН // Вопросы географии. Сб. 133: Географо-гидрологические исследования / Отв. ред. Н.И. Коронкевич, Е.А. Барабанова. М.: Изд. дом "Кодекс", 2012. С. 21–31.

190. Коротаев С.М. Новые подходы к проблеме времени // Земля и Вселенная. 1989. № 2. С. 53-54.

191. Короткий А.М., Коробов В.В., Скрыльник Г.П. Аномальные природные процессы и их влияние на состояние геосистем юга Российского Дальнего Востока. Владивосток: Даль-наука, 2011. 265 с.
192. Короткий Л.М. Бассейновая концепция в природопользовании. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН. 2001. 163 с.
193. Короткий Л.М. Бассейновая концепция: от гидрологии к природопользованию // География и природные ресурсы. 2017. № 2. С. 5–16.
194. Короткий Л.М. Геосистемный подход к решению региональных водно-ресурсных проблем. Автореф... докт. геогр. наук. Иркутск: ИГ СО РАН, 1992. 36 с.
195. Короткий Л.М. Классификация речных систем Сибири по их величине // География и природные ресурсы. 1985. №4. С. 32–36.
196. Кочегуров В.А., Полищук Ю.М., Чешев В.В. Методология построения природно-социо-экономических моделей для исследования комплексных проблем окружающей среды и развития / Закономерности социального развития: ориентиры и критерии моделей будущего. Ч. 2. Новосибирск: СО РАН, 1994. С. 102–106.
197. Кравец А.С. Постнеклассическое единство физики // Философия науки. 1995. № 1. С. 3–12.
198. Кравченко Н.С. Принцип Кюри как регулирующий механизм эволюции в бифуркационных процессах (на примере геологических систем) // Философия науки. № 1(4), 1998. Новосибирск: Изд-во СО РАН (www.philosophy.nsc.ru/journals/philscience/4_98/05_kravchen.htm).
199. Крафтс А., Карриер Х., Стокинг К. Вода и ее значение в жизни растений. М.: Изд-во иностранной литературы. 1951. 388 с.
200. Крестовский О.И., Книзе А.А. Об оценках гидрологической роли леса // Метеорология и гидрология. 1999. № 6. С. 90–97.
201. Круть И.В. Введение в общую теорию Земли. М: Мысль, 1978. 368 с.
202. Крындин А.Н. Роль Северной Атлантики в формировании весенне-летних аномалий температуры воздуха на Европейской территории СССР // Тр. ГМЦ. Вып. 23. Л.: Гидрометеиздат, 1968. С. 31-45.
203. Кузнецов Б.Г. Коллизия Эйнштейн – Бор, коллизия Эйнштейн – Бергсон и наука второй половины XX века // Эйнштейновский сборник. 1980–1981. М.: Наука, 1985. С. 49–85.
204. Кузнецов Б.Г. Необратимость времени и детерминизм // Эйнштейновский сборник, 1978-1979. М.: Наука, 1983. С. 124–149.
205. Кузнецов П.Г. Универсальный язык для формального описания физических законов // Материалы научного семинара «Семиотика средств массовой коммуникации». Ч. II.

Лингво-семиотические исследования. М.: Изд-во Моск. Гос. Ун-та, 1973. С. 141–161.

206. Кукушкин И.А. Районирование ландшафтно-лимнических геосистем Нижнего Приамурья. Дисс...к.г.н. Комсомольск-на-Амуре: КНАГПУ, 2000. 198 с.

207. Кулаков А.П. Морфоструктура Востока Азии. М.: Наука. 1986. 176 с.

208. Кулаков В.В. Водно-балансовые расчеты в горном районе с избыточным увлажнением (на примере Мяо-Чана) // Известия вузов. Сер. геол. и разведка. 1973. № 3. С. 73–76.

209. Кулаков В.В. Месторождения пресных подземных вод Приамурья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 152 с.

210. Кулик В.Я. Прикладные расчеты на ЭЦВМ влагопереноса в зоне аэрации. М.: Недра. 1979. 160 с.

211. Кулик В.Я., Салев В.Н. Математическое описание капиллярного гистерезиса почвенной влаги с помощью импульсных функций // Доклады ВАСХНИЛ, 1968, № 9, с. 40–41.

212. Куликов Г.И. Влияние теплового потока на вертикальную скорость // Ученые записки Пермского госуниверситета. Гидрология и метеорология. Вып. 3. 1968. С. 157–162.

213. Куренцова Г.Э. Растительный покров приуссурийской части бассейна Среднего Амура. Владивосток: Дальневост. книжное издательство, 1965. 72 с.

214. Кучмент Л.Р. Модели процессов формирования речного стока. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 212 с.

215. Ласточкин А.Н. Геоэкология ландшафта (экологические исследования окружающей среды на геотопологической основе). СПб: Изд-во СПбГУ, 1995. 280 с.

216. Лебедев А.Ф. Почвенные и грунтовые воды. М.,Л: Изд-во АН СССР. 1936. 316 с.

217. Левич А.П. Время как изменчивость естественных систем: способы количественного описания изменений и порождение изменений субстанциональными потоками // Конструкции времени в естествознании: на пути к пониманию феномена времени. Часть 1. Междисциплинарное исследование. М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1996. С. 233–288.

218. Левич А.П. Метаболическое время естественных систем // Системные исследования. Ежегодник. 1988. М.: Наука, 1989. С. 304–325.

219. Левич А.П. Природные референты «течения» времени: становление как изменение количества субстанции // Философия науки. Вып. 6. М.: ИФ РАН, 2000. С. 48–53.

220. Левич А.П. Структура экологических сообществ. М.: Издательство МГУ, 1980, 182 с.

221. Левич А.П. Теоретическая биология: поиск уравнений обобщенного движения и источников неравновесности живой материи // Изв. РАН. Сер. биол. 1993. № 5. С. 778–779.

222. Левич А.П. Тезисы о времени естественных систем // Экологический прогноз. М.: Изд-во МГУ, 1986. С. 163–186.

223. Левич А.П. Теория множеств, язык теории категорий и их применение в теоретической биологии. М: Изд-во МГУ, 1982. 212 с.
224. Левич А.П. Энтропия как обобщение понятия количества элементов для конечных множеств // Философские исследования. 2001. №1. С. 59–72.
225. Левич А.П. Язык категорий и функторов как архетип количественного и динамического описания Мира // Системы и модели: границы интерпретаций. Томск: Изд-во Томского гос. пед. ун-та, 2008. С. 25–33.
226. Лекавичус Э. Информационный статус экосистемы // Экологический прогноз. М.: Изд-во МГУ. 1986. С. 157–163.
227. Леса Дальнего Востока / Под ред. Агеенко А. С. М: Лесная промышленность, 1969. 392 с.
228. Ли К.Т., Чен Н.К., Гарцман Б.И., Бугаец А.Н. Современная версия модели единичного гидрографа и её применение в Тайване и России // География и природные ресурсы. 2009. № 1. С. 144–151.
229. Логинов В.Ф. Статистическое моделирование современных изменений климата с использованием новых индексов радиационного воздействия // Информатизация географических исследований и пространственное моделирование природных и социально-экономических систем. М.: Товарищество науч. изд. КМК, 2013. С. 99–118.
230. Лучин В.А., Жигалов И.А. Межгодовые изменения типовых распределений температуры воды в деятельном слое Охотского моря и возможность их прогноза // Известия ТИНРО. 2006, Т. 147. С. 183–204.
231. Львович Л.М. Мировые водные ресурсы и их будущее. М: Мысль. 1974. 448 с.
232. Львович М.И. Глобальное преобразование пресных вод // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1986, № 2. С. 21–33.
233. Любимов Г.А. О перемерзании рек зоны БАМ // Вопросы гидрологии БАМ. Труды ГГИ, 1980. Вып. 275. С. 64–73.
234. Любушин А.А., В.Ф. Писаренко, М.В. Болгов, Т.А. Рукавишникова. Исследование общих эффектов вариаций стока рек // Метеорология и гидрология. 2003. № 7. С.76–88.
235. Магакян Г.Л. Степь и вода. М.: Мысль, 1977. 192 с.
236. Майков В.П. Расширенная версия классической термодинамики – физика дискретного пространства-времени. М.: МГУИЭ, 1997. 160 с.
237. Макагонова М.А. Динамика параметров водообмена малых речных бассейнов в области восточноазиатского муссона // География и природные ресурсы. 2009. № 2. С. 139–145.
238. Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. М.: Изд-во МГУ. 1986. 264 с.

239. Макунина Г.С. Геофизические системы ландшафтов // География и природные ресурсы. 2011. № 4. С. 5–11.
240. Макунина Г.С. Энергетическая парадигма геоэкологической структуризации поверхности суши // География и природные ресурсы. 1991. № 4. С. 20–26.
241. Малеев Е.Ф. Три типа озер в долине Амура // Природа. 1946. № 6. С. 59–62.
242. Мандыч А.Ф. Изменение гидрологического режима территории при ее интенсивном освоении // Стационарные исследования на юге Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 155–166.
243. Мандыч А.Ф., Малюгин Ю.Ф., Мещенин И.Г. Водный баланс малых водосборов в районе Среднего Сихотэ-Алиня // Стационарные гидрологические исследования на юге Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 3–32.
244. Манермаа М. В поисках эволюционной парадигмы для исследований будущего / Мат-лы к сем. “Выбор будущего: новые задачи индивидуальной и коллективной ответственности”. Новосибирск, 1994. С. 11–31.
245. Матюшкина Л.А., Левшина С.И., Юрьев Д.Н. О миграции железа в почвах и поверхностных водах Нижнего Приамурья // Биогеохимические и экологические исследования наземных и водных экосистем. Вып. 16. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 185–194.
246. Махинов А.Н. Приустьевые озера притоков р. Амур // Известия Русского географического общества. Т. 124, вып. 3. 1992. С. 276–282.
247. Махинов А.Н. Русловые процессы и формирование поймы в условиях устойчивой аккумуляции наносов в долине реки // Геоморфология. 1990. № 3. С. 75–84.
248. Махинов А.Н. Современное рельефообразование в условиях аллювиальной аккумуляции. Владивосток: Дальнаука, 2006. 232 с.
249. Махинов А.Н. Эоловые формы рельефа в пойме реки Амур // Геоморфология. 2017. № 2. С. 52–62.
250. Махинов А.Н., Ким В.И. Водный режим пойменных массивов нижнего Амура // Вестник ДВО РАН. 1993. № 6. С. 31–38.
251. Махинова А.Ф. Почвенный покров северо-восточной части Нижнего Приамурья // Исследования водных и экологических проблем Приамурья. Владивосток-Хабаровск: Дальнаука. 1999. С. 117–119.
252. Мезенцев В.С., Карнацевич И.В. Гидролого-климатическая характеристика Западно-Сибирской равнины // Тепловой и водный режим некоторых районов Сибири. Л.: Наука, 1970. С. 23–42.
253. Мезенцева О.В. Главные гидрологические рубежи и зона оптимального увлажнения

ния Евразии // Вестник Тюменского гос. ун-та. 2009. № 3. С. 16–26.

254. Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири / Шепелев В.В., Толстихин О.Н., Пигузова В.М. и др. Новосибирск: Наука. 1984. 191 с.

255. Мещенин И.Г. Гидрологический режим болот юга Дальнего Востока // Ресурсы болот СССР и пути их использования. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1989. С. 128–133.

256. Мещенин И.Г. Оценка водорегулирующей роли болот Дальнего Востока в условиях муссонного климата // Вопросы повышения мелиорации земель и водохозяйственного строительства на Дальнем Востоке. Тез. докл. конф. Владивосток. 1984. С. 86–88.

257. Микишин Ю.А. Геоморфология берегов озер Нижнего Приамурья // Палеогеографический анализ и стратиграфия антропогена Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 69–83.

258. Микишин Ю.А. Современные отложения озер Нижнего Приамурья и условия их формирования // Современное осадконакопление и четвертичный морфолитогенез Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 131–142.

259. Мир географии: География и географы / под ред. Рычагова Г.И. и др. М.: Мысль. 1984. 367 с.

260. Михайлов Д. Байдраг-Гол – кухня погоды // Свет. Природа и Человек. № 1. 2002. С. 36–37.

261. Михеев В.С. Ландшафтный синтез географических знаний. Новосибирск: Наука, 2001. 216 с.

262. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. I, РСФСР. Вып. 19. Бассейны Амура (без бассейнов Шилки, Аргуни, Уссури, Амазара) и Уды. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 412 с.

263. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. I, РСФСР. Вып. 16. Бассейны Лены (среднее и нижнее течение), Хатанги, Анабара, Оленёка, Яны, Индигирки. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 600 с.

264. Монин А.С. Введение в теорию климата. Л.: Гидрометеиздат. 1982. 248 с.

265. Монин А.С. О физическом механизме долгосрочных изменений погоды // Метеорология и гидрология. 1963. № 8. С. 43–46.

266. Монин А.С., Берестов А.А. Новое о климате // Вестник Росс. акад. Наук. 2005. Т. 75, № 2. С. 126–138.

267. Мордовин А.М., Петров Е.С., Шестеркин В.П. Гидроклиматология и гидрохимия Зейского водохранилища. Хабаровск: Дальнаука, 1997. 137 с.

268. Мордовин А.М., Сохина Э.Н. Некоторые особенности формирования озер юго-

западной части Удиль-Кизинской низменности // Геоморфологические, ландшафтные и биогеохимические исследования в Приамурье. М.: Наука, 1968. С. 31–39.

269. Мы и амурские наводнения: невыученный урок? / Под ред. А.В. Шаликовского. М.: Всемирный фонд дикой природы (WWF). 2016. 216 с.

270. Мягков С.М. География природного риска. М.: Изд-во МГУ, 1995. 224 с.

271. Мякишева Н.В. Многокритериальная классификация озёр. СПб: Изд-во РГГМУ, 2009. 160 с.

272. Мясников Е.А., Худяков Г.И. Типы и эндодинамика морфоструктур северо-востока Азии // География и природные ресурсы. 2010. № 2. С. 19–26.

273. Назаретян А.П. Глобальные кризисы современности и универсальные перспективы интеллекта / Проблемы формирования стратегии природопользования. Владивосток; Хабаровск: ДВО АН СССР, 1991. С. 24–40.

274. Найденов В.И. Нелинейная динамика поверхностных вод суши. М.: Наука, 2004. 318 с.

275. Напрасников А.Т. Гидролого-климатические системы: геоэкологический анализ. Иркутск: ИГ СО РАН, 2003. 143 с.

276. Немек Дж. Системы водных ресурсов и изменения климата // Грани гидрологии. Л.: Гидрометеиздат. 1987. 535 с.

277. Нерпин С.В., Чудновский А.Ф. Физика почвы. М.: Наука, 1967. 584 с.

278. Неудачин А.П., Неудачина И.И., Шамов В.В. Изменения биогеохимических характеристик торфяников Приамурья при их сельскохозяйственном освоении // Биогеохимическая индикация природных и техногенных концентраций химических элементов в окружающей среде. Владивосток: ДВО АН СССР, 1992. С. 137–152.

279. Неуструев С.С. Генезис и география почв. М.: Наука, 1977. 328 с.

280. Никольская В.В. Морфоскульптура бассейна Амура. М.: Наука, 1972. 295 с.

281. Никольская В.В. О естественных тенденциях развития физико-географических провинций юга Дальнего Востока. Новосибирск: Наука - Сибирское отделение, 1974. 126 с.

282. Новиков И.Д. Куда течет река времени? М.: Мол. Гвардия, 1990. 238 с.

283. Новороцкий П.В. Климатические изменения в бассейне Амура за последние 115 лет // Метеорология и гидрология. 2007. № 2. С. 43–53.

284. Новороцкий П.В. Тепловой баланс среднегорных районов (на примере юга Дальнего Востока). Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1984. 132 с.

285. Нормальная физиология: Курс физиологии функциональных систем / под. ред. К.В. Судакова. М.: Медицинское информационное агентство, 1999. 718 с.

286. Обязов В.А. Адаптация к изменениям климата: региональный подход // География и природные ресурсы. 2010. № 2. С. 34–39.
287. Одум Ю. Экология. М.: Мир, 1986. Т.1. 328 с.; Т.2. 376 с.
288. Опритова Р.В. Надземная фитомасса лесов и речной сток в южном Сихотэ-Алине. Владивосток: Биолого-почвенный институт ДВО РАН, 1991. 117 с.
289. Оптимизация использования водных и земельных ресурсов – путь повышения устойчивости сельскохозяйственного производства / Дружинин И.П., Рыскулов Д.М., Грищенко Н.С. и др. М.: Мин-во мелиорации и водного хозяйства СССР, ЦБНТИ, 1984. 430 с.
290. Орленок В.В. К расчету баланса эндогенных поступлений и фотолитических потерь земной гидросферы // Доклады АН СССР. 1987. Т. 296. № 5. С. 1191–1194.
291. Орленок В.В. Основы геофизики. Учебное пособие. Калининград: Изд-во «Янтарный сказ», 2000. 466 с.
292. Основы гидрогеологии. Геологическая деятельность и история воды в земных недрах / Пинеккер Е.В., Писарский Б.И., Шварцев С.Л. и др. Новосибирск: Наука, 1982. 240 с.
293. Отоцкий П.В. Режим грунтовых вод // Почвоведение. 1913. № 3-4. С. 1–47.
294. Оценка влияния изменения режима вод суши на наземные экосистемы / Отв. ред. Н.М. Новикова. М.: Наука, 2005. 365 с.
295. Оюунгэрэл Б. Проблема охраны природы монгольской части Даурии в связи с аридизацией климата // Ритмы и катастрофы в растительном покрове. II. Опустынивание Даурии. Владивосток: БСИ ДВО РАН, 2009. С. 69–78.
296. Павлов А.В. Энергообмен в ландшафтной сфере Земли. Новосибирск: Наука, 1984. 256 с.
297. Павлов А.Н. Геологический круговорот воды на Земле. Л.: Недра, 1977. 143 с.
298. Панин Г.Н., Никаноров А.М., Саркисян С.Г., Трунов Н.М. Термический режим приповерхностного слоя водоема и его влияние на состояние водной экосистемы // Водные ресурсы. 2007. Т. 34, № 6. С. 700–712.
299. Паули В. Теория относительности. М.: Наука, 1991. 328 с.
300. Пенроуз Р. Структура пространства-времени. М.: Изд-во «Мир». 1972. 184 с.
301. Перельман А.И. Геохимия ландшафтов. М.: Высш. школа, 1975. 341 с.
302. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М.: Недра, 1968. 331 с.
303. Петров Е.С., Шамов В.В. Оценка воднотепловых свойств маломощных торфяных почв при их трансформации в процессе сельскохозяйственного использования // Биогеохимическая экспертиза состояния окружающей среды. Владивосток: Дальнаука, 1993. С. 129–138.

304. Пидопличко А. П., Гришук Р. И. Некоторые итоги изучения сапропелевых отложений Белорусской ССР // Химия и генезис торфа и сапропелей. Минск: Изд-во АН БССР, 1962. С. 258-274.
305. Пикунов Д.Г., Серёдкин И.В., Арамилев В.В., Николаев И.Г., Мурзин А.А. Крупные хищники и копытные юго-запада Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 2009. 96 с.
306. Поздняков А.В., Черванёв И.Г. Самоорганизация в развитии форм рельефа. М.: Наука, 1990. 204 с.
307. Поздняков И.В. Мерзлые породы Северного Приамурья. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН – ассоциированный член изд-ва СО РАН, 1996. 176 с.
308. Полынов Б.Б. Учение о ландшафте // Вопросы географии. Сб. 33. М.: Географгиз, 1953. С. 30–44.
309. Попова В.В., Шмакин А.Б. Влияние североатлантического колебания на многолетний гидротермический режим Северной Евразии. I. Статистический анализ данных наблюдений // Метеорология и гидрология. 2003. № 5. С. 62–74.
310. Посохов Е.В. Химическая эволюция гидросферы. Л.: Гидрометеиздат. 1981. 386 с.
311. Преображенский В.С. Организация, организованность ландшафтов. Препринт. М.: ИГ АН СССР, 1986. 20 с.
312. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса: Новый диалог человека с природой: Пер. с англ. / Общ. ред. В.И. Аршинова, Ю.Л. Климонтовича и Ю.В. Сачкова. М.: Прогресс, 1986. 432 с.
313. Придня М.В., Ромашин А.В. Исследования развития лесных экосистем водосборов на основе моделей // Исследовано в России. 2003. <http://zhurnal.1422ape.relarn.ru/articles/2003/118.pdf>.
314. Природные опасности России. Т. 5. Гидрометеорологические опасности / Под ред. Г.С. Голицына и А.А. Васильева. М.: Изд-во "КРУК", 2001. 296 с.
315. Прозоров Л.Л. Энциклопедический словарь "Геоэкология". Изд. 2-е. М.: Научный мир, 2008. 468 с.
316. Прозоров Ю.С. Болота нижнеамурских низменностей. Новосибирск: Сибирское отд. изд-ва «Наука». 1974. 211 с.
317. Прозоров Ю.С. Закономерности развития, классификация и использование болотных биогеоценозов. М.: Наука, 1985. 209 с.
318. Пуртова Л.Н., Костенков Н.М. Энергетическое состояние почв Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2003. 136 с.
319. Пушаровский Ю.М., Трифонов В.Г. Идеи А.В. Пейве, П.Н. Кропоткина и Н.А. Штрейса в современной тектонике // Геотектоника. 2012. № 3. С. 92–96.

320. Разумовский О.С. Оптимология и теория устойчивого социального развития страны / Закономерности социального развития: ориентиры и критерии моделей будущего. Ч. 1. Новосибирск: СО РАН, 1994. С. 16–21.
321. Рамад Ф. Основы прикладной экологии. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 543 с.
322. Репина И.А. Исследование динамических характеристик и температурного режима водной поверхности Каспийского моря // Метеорология и гидрология. 2000. № 9. С. 63–72.
323. Рифкин Дж. Третья промышленная революция: как горизонтальные взаимодействия меняют энергетику, экономику и мир в целом. М.: Альпина нон-фикшн, 2015. 410 с.
324. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 18. Дальний Восток. Вып. 3. Приморье. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 628 с.
325. Речные системы Дальнего Востока России: четверть века исследований (Гарцман Б.И., Шамов В.В., Губарева Т.С. и др.) / под ред. Б.И. Гарцмана. Владивосток: Дальнаука, 2015. 492 с.
326. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Л.: Гидрометеиздат. 1965. 663 с.
327. Руководящий документ РД 52.24.358-2006. Росгидромет. Ростов-на-Дону, 2006. 19 с.
328. Сагалович О.И. Новая история Земли. СПб.: Недра, 2004. 124 с.
329. Салин Ю.С. Народная культура – основа устойчивого развития общества // Региональные проблемы. № 1–2, 1995. С. 48–51.
330. Светлосанов В.А. Физико-географические параллели. Сер. теоретические и общие вопросы географии. Т. 12. Итоги науки и техники. М.: Изд-во ВИНТИ, 1992. 104 с.
331. Семенов В.А. Глобальное потепление и аномальная погода начала XXI века // Природа. 2013. № 10. С. 31–41.
332. Семенов Е.К., Соколихина Н.Н., Татаринovich Е.В. Муссонная циркуляция над бассейном Амура в периоды катастрофического наводнения и аномально засушливого летнего сезона // Метеорология и гидрология. 2017. № 3. С. 5–17.
333. Семенов М.Ю., Снытко В.А. Оптимизация подходов к моделированию химического состава речных вод // ДАН. 2013. Т. 453. № 6. С. 686–689.
334. Семенов Ю.М. Ландшафтно-геохимический синтез и организация геосистем. Новосибирск: Наука, 1991. 144 с.
335. Сергин С.Я., Сергин В.Я. Взаимодействие литосферы и климата как одна из возможных причин возникновения геологических циклов // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 1987. Т. 62, вып. 2. С. 3–17.
336. Сердюцкая Л.Ф. Системный анализ и математическое моделирование экологических процессов в водных экосистемах. М.: Кн. дом «ЛИБРОКОМ», 2009. 144 с.

337. Сирин А.А. Водообмен и структурно-функциональные особенности болот (на примере европейской тайги). Автореф... докт. биол. наук. М.: Институт лесоведения. 1999. 44 с.
338. Скрынникова И.Н. Классификация целинных болотных и мелиорированных торфяных почв СССР // Почвоведение. 1967. № 5. С. 14–26.
339. Снытко В.А. Геохимические исследования метаболизма в геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978. 318 с.
340. Соколов Б.Л. Новые результаты экспериментальных исследований литогенной составляющей речного стока // Водные ресурсы. 1996. Т. 23. № 3. С. 278–287.
341. Соколов Б.Л., Саркисян В.О. Подземное питание горных рек. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 240 с.
342. Соколов Б.С., Мейен С.В. Послесловие к кн.: Круть И.В. Введение в общую теорию Земли. М.: Мысль, 1978. С. 360–365.
343. Солнцев В.Н. Системная организация ландшафта. М.: Мысль, 1981. 239 с.
344. Соловьев И.Н. Гидрологический эколого-генетический профиль почвы // Тез. докл. VIII Всесоюз. съезда почвоведов. Кн. 3. Новосибирск, 1989. С. 71.
345. Солодянкина С.В. Модели и методы классификации и оценки параметров геосистем юга Восточной Сибири. Автореф... канд. геогр. наук. Иркутск, 2005. 20 с.
346. Солодянкина С.В., Черкашин А.К. Естественная классификация геосистем: предопределенность структуры ландшафтных выделов их классификационной позицией // Моделирование географических систем / Мат-лы Всеросс. науч.-метод. конф. Иркутск: ИГ СО РАН, 2004. С. 43–46.
347. Сорокина А.Т. Гидрогеологические системы Верхнего Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 2005. 167 с.
348. Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов. М.: Наука, 2004. 269 с.
349. Сохина Э.Н. Динамика увлажнения и изменчивость прочностно-деформационных свойств в связи с условиями перемещения почвогрунтов в зоне склоновой аккумуляции // Строение склонов и вопросы математического моделирования развития рельефа. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР. 1982. С. 49–58.
350. Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука. 1978. 319 с.
351. Сочава В.Б. Проблемы современной теоретической географии. В кн.: Д. Харвей. Научное объяснение в географии. М.: Прогресс. 1974. С. 421–481.
352. Споры о будущем: окружающая среда. М.: Мысль, 1983. 175 с.
353. Степанов И.Н. Пространство и время в науке о почвах. Недокучаевское почвоведение

ние. М.: Наука, 2003. 184 с.

354. Степанов И.П. Формы в мире почв. М.: Мысль, 1986.
355. Степанова М.В. Использование модели паводочного цикла малого речного бассейна для прогноза стока рек Приморья // География и природные ресурсы. 1997. № 4. С. 133-142.
356. Тамм И.Е. Собрание научных трудов. Т. 2. М.: Наука, 1975. 471 с.
357. Таранков В.И. Гидрологический режим хвойно-широколиственных лесов южного Приморья. Л.: Наука. 1970. 120 с.
358. Таранков В.И. Распределение осадков у верхнего предела леса в южном Сихотэ-Алине // Биогеоценоотические исследования в лесах Приморья. Л.: Наука. 1968. С. 30–42.
359. Тарасов В.И., Качур А.Н., Сидоренко А.В. Комплексная экодиагностика трансграничной территории (на примере бассейна реки Раздольной). Владивосток: Дальнаука, 2008. 212 с.
360. Тебелеева У.Ц. Функциональные модели эко- и геосистем различного иерархического уровня. М.: Ин-т географии РАН, 1995. 175 с.
361. Тепловодообмен в мерзлотных ландшафтах Восточной Сибири и его факторы / Под ред. Георгиади А.Г., Золотокрылина А.Н. Москва-Тверь: ООО «Изд-во «Триада», 2007. 576 с.
362. Тетерятникова Е.П. Фронтальные зоны как предикторы гидрологических явлений // Тр. ДВНИГМИ, Вып. 52. Л.: Гидрометеиздат, 1975. С. 59–66.
363. Тимофеев В.Г., Панов В.В. Косвенные методы выделения и анализа водных масс. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 351 с.
364. Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука. 1979а. 270 с.
365. Тимофеев Д.А., Уфимцев Г.Ф., Онухов Ф.С. Терминология общей геоморфологии. М.: Наука, 1977. 200 с.
366. Тимофеев Н.А. О вертикальном распределении абсолютной влажности воздуха и влагосодержания в атмосфере над океанами // Метеорология и гидрология. 1979б. № 8. С. 55–62.
367. Том Р. Математические модели морфогенеза. М.-Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», Институт компьютерных исследований, 2006. 136 с.
368. Трансформация мелиорируемых торфяных почв в Нижнем Приамурье / Климин М.А., Матрошилов Ю.А., Шамов В.В. и др. Владивосток-Хабаровск: Дальнаука, 1995. 133 с.
369. Третьяков А.С. К расчету тепло- и влагообмена в приземном слое воздуха // Проблемы водных ресурсов Дальневосточного экономического региона и Забайкалья. Материалы Всесоюз. науч.-практ. конф. Л.: Гидрометеиздат. 1991. С. 222–227.
370. Третьяков А.С., Шамов В.В. Об инварианте географической оболочки Земли // Структурная организация и взаимодействие упорядоченных социоприродных систем. Владивосток: Дальнаука. 1998. С. 85–90.

371. Труфанов А.И., Караванов К.П. Железистые подземные воды юга Дальнего Востока // Вопросы географии Дальнего Востока. Сб. 13. Хабаровск: Изд-во Приамурского филиала Геогр. общества СССР, 1973. С. 263–273.
372. Тютюнник Ю.Г. Постнеклассические тенденции в современном ландшафтоведении // География и природные ресурсы. 1996. № 4. С. 188–191.
373. Уилсон Р. А. Квантовая психология. К.: «ЯНУС», 1998. 224 с.
374. Уфимцев Г.Ф. Структура рельефа континентов в рисунке речной сети // География и природные ресурсы. 2011. № 4. С. 12–19.
375. Уфимцев Г.Ф., Иванов А.В. Морфоструктура озерных котловин Нижнего Приамурья // Геоморфология. 1984. № 1. С. 91–97.
376. Уфимцев Г.Ф., Иванов А.В. Типизация озер Нижнего Приамурья // Круговорот вещества и энергии в водоемах. Морфолитодинамика, гидрология, климат, седиментация. Вып. IV. Иркутск, 1981. С. 13–14.
377. Федоров В.Н. Ландшафтная индикация формирования речного стока. Иркутск-Москва: Изд-во ИГ СО РАН, 2007. 175 с.
378. Федоровский А.С. Региональная адаптация моделей круговорота воды. Дисс... докт. геогр. наук. Рукопись. Владивосток: Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, 1999. 424 с.
379. Федоровский А.С. Формирование водных ресурсов малых рек юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 124 с.
380. Федосеев И.А. История изучения основных проблем гидросферы. М.: Наука. 1975. 207 с.
381. Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли. М.: Научный мир, 2009. 632 с.
382. Философский энциклопедический словарь. М.: Советская энциклопедия. 1983. 840 с.
383. Фок В.А. Теория пространства, времени и тяготения. М.: Гос. изд-во физ.-мат. лит-ры, 1961. 564 с.
384. Френкель Я.И. Понятие движения в релятивистской квантовой теории // Доклады АН СССР. 1949. Т. LXIV, № 4. С. 507–509.
385. Фролова Н.Л. Гидрологические ограничения природопользования // Вопросы географии. Сб. 133: Географо-гидрологические исследования / Отв. ред. Н.И. Коронкевич, Е.А. Барбанова. М.: Изд. дом "Кодекс", 2012. С. 456–478.
386. Фюкс Р. Зеленая революция: экономический рост без ущерба для экологии. М.: Альпина нон-фикшн, 2016. 330 с.
387. Харченко С.В. К вопросу о применении гармонического анализа при количествен-

ной характеристике рельефа // Геоморфология. 2017. № 2. С. 14–24.

388. Харченко С.И. Управление водным режимом на мелиорируемых землях в нечерноземной зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 239 с.

389. Хафф Д.Д., Суонк У.Т. Моделирование режима эвапотранспирации в лесных массивах // Гидрогеологическое прогнозирование / Под. ред. М.Г. Андерсона и Т.П. Берта. М.: Мир, 1988. С. 161–192.

390. Хен Г.В., Сорокин Ю.Д. Сезонные особенности многолетних изменений ТПО в северной части Тихого океана и в отдельных его областях // Вопросы промысловой океанологии. Под ред. А.П. Алексеева, В.Н. Кочкикова, В.В. Масленникова. М.: ВНИРО. 2008. Вып. 5, № 1. С. 164–183.

391. Хильми Г.Ф. Основы физики биосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 298 с.

392. Ходжес К. Климат и эволюция гор // В мире науки. 2006, № 11. С. 71–75.

393. Холодная пленка // Словарь морских терминов <https://www.korabel.ru/dictionary/detail/2006.html>.

394. Хомяков Д.М., Хомяков П.М. Основы системного анализа. М.: Изд-во мех.-мат. фак. МГУ, 1996. 107 с.

395. Хромов С.П. Метеорология и климатология для географических факультетов. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 492 с.

396. Худяков Г.И. Амурский мегакомплекс // Тез. докл. советско-китайск. симп. «Геология и экология бассейна реки Амур». Ч. I. Благовещенск. 1989. С. 9–12.

397. Хунджуа Г.Г., Гусев А.М., Андреев Е.Г., Гуров В. В., Скорохватов Н. А. О структуре поверхностной холодной пленки океана и о теплообмене океана с атмосферой // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1977. Т. 13. № 7. С. 753–758.

398. Чанышев А.Н. Курс лекций по древней философии. М.: Высшая школа, 1981. 374 с.

399. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. Л.: Гидрометеиздат. 1978. 308 с.

400. Черкашин А.К. Полисистемное моделирование. Новосибирск: Наука, 2005. 280 с.

401. Черкашин А.К. Полисистемный анализ и синтез. Новосибирск: Наука, 1997. 502 с.

402. Чижевский А.Л. Земное эхо солнечных бурь. 2-е изд. М.: Мысль, 1976. 367 с.

403. Чистотинов Л.В., Мандаров А.А. Градиенты влажности в промерзающих неводонасыщенных грунтах // Мерзлые породы и снежный покров. М.: Наука, 1977. С. 64–69.

404. Чупрынин В.И. Конвективные структуры Земли с регулярно повторяющимися в пространстве элементами // Структурная организация и взаимодействие упорядоченных социоприродных систем. Владивосток: Дальнаука, 1998. С. 106–125.

405. Чупрынин В.И. Нелинейные явления в геосистемах. М.: Наука, 2008. 197 с.

406. Чупрынин В.И. О характерных масштабах пространственных неоднородностей геообъектов // Мат-лы XIV Совещ. геогр. Сибири и ДВ, Владивосток, 14-16 сент., 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 615–617.
407. Чупрынин В.И., Изосов Л.А. О связях между пространственными и временными масштабами характеристик геообъектов // Исследования в области естественных наук. 2014. № 12 [Электронный ресурс]. URL: <http://science.snauka.ru/2014/12/8745> (дата обращения: 28.09.2017).
408. Шамов В.В. Влагооборот на суше: системно-методологический и физико-геометрический анализ. Владивосток: Дальнаука, 2006. 172 с.
409. Шамов В.В. Влияние пространственно-временного разрешения данных о речном стоке на полученную на их основе внутреннюю связность его динамики // Инженерные изыскания. 2012. № 1. С. 46–51.
410. Шамов В.В. Водообмен озерных участков долины Нижнего Амура (по данным экспедиционных исследований) // География и природные ресурсы. 2011. № 4. С. 107–113.
411. Шамов В.В. Дальневосточная гидрологическая школа // Труды I Междунар. науч. конф. «Научный потенциал отечественной географии». Майкоп: Изд-во Адыг. гос. ун-та. 1999а. С. 97–98.
412. Шамов В.В. Инвариантно-генетическая последовательность форм организации планетарных оболочек Земли // Актуальные проблемы социальной экологии. Тез. докл. науч.-практ. конф. Секция 1. Хабаровск, 1989. С. 66–67.
413. Шамов В.В. Ландшафтно-гидрологическая интерпретация сельскохозяйственном освоения болотных массивов Приамурья // Исследование элементов природной среды. Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 65–82.
414. Шамов В.В. Ландшафтно-гидрологическая типизация равнинных озер Нижнего Приамурья // География и природные ресурсы. 2003. № 1. С. 125–132.
415. Шамов В.В. Об устойчивости природных объектов (на примере мелиоративных систем) // Известия РАН. Сер. геогр. № 4, 1993. С. 111–115.
416. Шамов В.В. Особенности формирования водного баланса элементарных речных бассейнов юга Дальнего Востока // Геолого-геохимические и биогеохимические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: Дальнаука. 1998. С. 124–132.
417. Шамов В.В. Природопользование в свете принципов устойчивого развития региона // Устойчивое развитие востока России: проблемы и поиск решений. Мат-лы регион. науч.-практ. конф. Хабаровск: ДВ академия гос. службы, 1999б. С. 227–230.
418. Шамов В.В. Связь функциональной и пространственно-временной структур влагооборота на суше // География и природные ресурсы. 2002. № 1. С. 34–41.

419. Шамов В.В. Сравнительный анализ принципов диалектической логики и континуального подхода в моделировании высокоорганизованных материальных образований. Деп. в ВИНТИ, 21.02.1990. № 1070-В90. 27 с.
420. Шамов В.В. Устойчивость и деградация природных систем / Проблемы и методы исследования природных процессов. Владивосток: Дальнаука, 1994. С. 122–129.
421. Шамов В.В. Физикалистская концепция устойчивости биосферы // Биосфера и ноосферный путь ее развития. Хабаровск: Дальнаука, 1999в. С. 173–184.
422. Шамов В.В. Устойчивость природохозяйственных систем и этика социоприродных отношений // Исследования водных и экологических проблем Приамурья. Владивосток-Хабаровск: Дальнаука, 1999а. С. 181–184.
423. Шамов В.В., Баканов К.Г. Инвариантно-генетическая последовательность форм сельскохозяйственного преобразования торфяного массива // Проблемы устойчивого развития регионов в XXI веке. Мат-лы VII Междунар. симп. Биробиджан: ИКАРП ДВО РАН, БГПИ, 2004. С. 185–186.
424. Шамов В.В., Гарцман Б.И., Губарева Т.С., Кожевникова Н.К., Болдескул А.Г. Экспериментальные исследования генетической структуры стока с помощью химических трассеров: постановка задачи // Инженерные изыскания. 2013. № 1. С. 60–69.
425. Шамов В.В., Губарева Т.С., Гарцман Б.И., Болдескул А.Г., Луценко Т.Н., Лупаков С.Ю., Кожевникова Н.К., Челноков Г.А. Межгодовая динамика источников питания речного стока в горнолесных ландшафтах юга Приморья // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами / Мат-лы II Всеросс. науч. конф. с междунар. участ. Владивосток, 6-11 сент. 2015. Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 370–373.
426. Шамов В.В., Матрошилов Ю.А., Петров Е.С., Баканов К.Г. Условия формирования и оценка ресурсов органоминеральных отложений озер Нижнего Приамурья // География и природные ресурсы. 1999. № 1. С. 105–111.
427. Шамов В.В., Ониши Т., Кулаков В.В. Поведение железа в Амуре в конце XX века // Водные ресурсы. 2014. Т. 41, № 2. С. 206–215.
428. Шепелёв В.В. Надмерзлотные воды криолитозоны. Новосибирск: Акад. изд-во "Гео", 2011. 169 с.
429. Шерстюков А.Б. Изменения климата и их последствия в зоне многолетней мерзлоты России. Обнинск: ГУ ВНИГМИ-МЦД, 2009. 127 с.
430. Шестеркин В.П. Влияние зарегулирования р. Бурея на содержание и сток железа в зимнюю межень // Мат-лы XIV Совещания географов Сибири и Дальнего Востока, 14–16 сент. 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 298–299.

431. Шестернев Д.М., Еникеев Ф.И., Обязов В.А., Чупрова А.А. Криолитозона Забайкалья в условиях глобального изменения климата: проблемы и приоритетные задачи исследований // Изменение климата Центральной Азии: социально-экономические и экологические последствия / Мат-лы междунар. симп. Чита: Изд-во Забайкальского гос. пед. ун-та, 2008. С. 46–52.
432. Шимараев М.Н., Куимова Л.Н., В.Н. Синюкович В.Н., Цехановский В.В. Климат и гидрологические процессы в бассейне оз. Байкал в XX столетии // Метеорология и гидрология. 2002. № 3. С. 71–78.
433. Шипунов Ф.Я. Организованность биосферы. М.: Наука, 1980. 291 с.
434. Шмакин А.Б. Пространственно-временная организация энерговлагообмена на суше. Автореф... докт. дисс. Москва: ИГ РАН, 2006. 36 с.
435. Шмюгге Т. Дистанционные методы определения влажности почв // Гидрогеологическое прогнозирование. Под. ред. М.Г. Андерсона и Т.П. Берта. М.: Мир, 1988. С. 133–160.
436. Шноль С.Э. Эрвин Бауэр и теоретическая биология // Э.С. Бауэр. Теоретическая биология. СПб: ООО «Росток», 2002. С. 24–34.
437. Шредер М. Фракталы, хаос, степенные законы. Миниатюры из бесконечного рая. Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2005. 528 с.
438. Шрейдер Ю.А. Теория множеств и теория систем // Системные исследования. Ежегодник. М.: Наука, 1978. С. 70–85.
439. Шульц В.Л. Реки Средней Азии. М.: Гос. изд-во геогр. лит-ры, 1949. 196 с.
440. Шутов В.А. Опыт и проблемы развития экспериментальных исследований испарения с поверхности суши // Метеорология и гидрология. 1998. № 1. С. 82–93.
441. Эдельштейн К.К. Гидрология материков. М.: Изд. центр "Академия", 2005а. 304 с.
442. Эдельштейн К.К. Структурная гидрология суши. М.: ГЕОС, 2005б. 316 с.
443. Эдельштейн К.К. Географическая типизация структуры материковых гидрологических циклов и тенденции их антропогенного преобразования // Вопросы географии. Сб. 133: Географо-гидрологические исследования / Отв. ред. Н.И. Коронкевич, Е.А. Барабанова. М.: Изд. дом "Кодекс", 2012. С. 159–180.
444. Эдельштейн К.К., Смахтина О.Ю. Генетическая структура речного стока и химико-статистический метод выделения ее элементов // Водные ресурсы. 1991. № 5. С. 5–20.
445. Эйнштейн А., Подольский Б., Розен Н. Можно ли считать квантовомеханическое описание физической реальности полным? / Эйнштейн А. Собр. научных трудов в 4-х томах. Т. 3. М.: Наука, 1966. С. 604–611.
446. Эткин В.А. Термодинамика неравновесных процессов переноса и преобразования энергии. Аратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1991. 168 с.

447. Allen M.R., and Ingram W.J. Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle // *Nature*. 2002. Vol. 419. Pp. 224–232.
448. Alley R.B., Clark P.U., Huybrechts P., and Joughin I. Ice-sheet and sea-level changes // *Science*. 2005. Vol. 310. P. 456–460.
449. An Z.S. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate // *Quatern. Sci. Rev.* 2000. Vol. 19. Pp. 171–187.
450. Baklanov P.Ya., Ganzey S.S. Transboundary territories: problems of the sustainable nature management. Vladivostok: Dalnauka, 2008. 216 p.
451. Berkner L.V., and L.C. Marshall. History of major atmospheric components. *Proc. Natn. Acad. Sci. USA*. 1965. № 53. Pp. 1215–1226.
452. Beven K. On undermining the science? // *Hydrol. Process*. 2006. No 20. Pp. 3141–3146.
453. Black P.E. Watershed functions // *Journal of the Amer. Water Resources Association*. 1997. Vol. 33, No. 1. Pp. 1–11.
454. Blöschl G., Sivapalan M., Gupta V., Beven K., and Lettenmaier D. Preface to the special section on scale problems // *Wat. Res. Res.* 1997. V. 33, № 12. P. 2881.
455. Blöschl, G. and Sivapalan, M. Scale issues in hydrological modelling – a review // *Hydrol. Process*. 1995. Vol. 9. Pp. 251–290.
456. Boldescul A.G., Shamov V.V., Gartsman B.I., Kozhevnikova N.K., Gubareva T.S., and Lutsenko T.N. Chemical composition of geographical types of the small river basin waters (Central Sikhote-Alin Mountains, Pacific Asia) // *Water Resources*. 2016. Vol. 43, № 1. Pp. 112–124.
457. Bouma J., Droogers P., Sonneveld M.P.W., Ritsema C.J., Hunink J.E., Immerzeel W.W., and S. Kaufmann // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2011. Vol. 15. Pp. 1909–1919.
458. Brutsaert W. *Hydrology: an Introduction*. Cambridge University Press. Cambridge. NY. 2005. 605 p.
459. Burges S.J. Trends and directions in Hydrology // *Wat. Res. Res.* 1986. V. 22, No 9. Pp. 1S–5S.
460. Capra F. *The Tao of Physics*. New Science Library, “Shambhala”. Boston, 1985. 347 p.
461. Chi G., Wang J., Lu C., Chen X., Shi Y. and Zhou L. Dynamic changes of soil organic carbon under different land use type in Sanjiang Plain // *Report on Amur-Okhotsk Project*. No. 4. Kyoto. RIHN Publ. 2007. Pp. 95–100 (<http://www.chikyu.ac.jp/AMORE/2006proceeding-no.4/11.CHIG-95-100.pdf>).
462. Childs E.C. *The physical basis of soil water phenomena*. John Wiley, NY. 1969. 493 p.
463. Clark P.U., Pisias N.G., Stocker T.F., and Weaver A.J. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change // *Nature*. 2002. Vol. 415. Pp. 863–869.

464. Cook B.I., Miller R.L. and R. Seager. Dust and surface temperature forcing of the 1930s “Dust Bowl” // *Geophys. Res. Lett.* 2008. Vol. 35, L08710, doi:10.1029/2008GL033486.
465. Cooper, D.I., W.E. Eichinger, J. Kao, L. Hipps, J. Reisner, S. Smith, S.M. Schaeffer and D.G. Williams. Spatial and temporal properties of water vapor and latent energy flux over riparian canopy // *Agrical. and Forest Meteorology*. 2000. V. 105. № 1–3. Pp. 161–183.
466. Cramer W., Bondeau A., Woodward F.I., Prentice I.C., Betts R.A., Brovkin V., Cox P.M., Fisher V., Foley J.A., Friend A.D., Kucharik C., Lomas M.R., Ramankutty N., Sitch S., Smith B., White A., and Young-Molling C. Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO₂ and climate change: results from six dynamic global vegetation models // *Global Change Biology*. 2001. Vol. 7, Iss. 4. Pp. 357–373.
467. Cristophersen N., and Hooper R.P. Multivariate analysis of stream water chemical data: the use of principal component analysis for the end-member mixing problem // *Water Resources Research*. 1992. 28. Pp. 99–107.
468. Dagan G. Statistical theory of groundwater flow and transport: pore to laboratory, laboratory to formation, and formation to regional scale // *Water Resources Research*. 1986. V. 22. № 9. Pp. 120S–134S.
469. Dai A., Trenberth K.E., and Karl T.R. Global variations in draughts and wet spells: 1900–1995 // *Geophys. Res. Lett.* 1998. Vol. 25, N 17. Pp. 3367–3370.
470. D'Avanzo C. Teaching Issues and Experiments in Ecology (TIEE) is a project of the Education and Human Resources Committee of the Ecological Society of America. TIEE. Vol. 1. 2004. Ecological Society of America. (http://tiee.esa.org/vol/v1/data_sets/hubbard/hubbard_overview.html)
471. Dettinger M.D. and H.F. Diaz. Global characteristics of stream flow seasonality and variability // *J. of Hydrometeorology*. 2000. No. 1. Pp. 289–310.
472. Dooge J.C.I. Bringing it all together // *Hydrol. and Earth Syst. Sci.* 2005, No 9. Pp. 3–14.
473. Dooge J.C.I. Looking for hydrological laws // *Water Resources Research*. 1986. V. 22. № 9. Pp. 46S–58S.
474. Dougall, C. The Autopoiesis of Social Systems – An Outline of an Aristotelian Model / Abstracts of Working Group on Sociocybernetics. 14th World Congress of Sociology, Montreal, July 26 – August 1, 1998. P. 31.
475. Dyck S. Overview on the present status of the concepts of water balance models // *New Approaches in Water Balance Computations*. IAHS Publ. No. 148. Wallington, Oxfordshire, UK: IAHS Press, 1985. Pp. 3–19.
476. Eagleson P.S. The emergency of Global-Scale Hydrology // *Water Resources Research*. 1986. V. 22. № 9. Pp. 6S–14S.

477. Elsenbeer H., Lorieri D., Bonell M. Mixing model approach to estimate storm flow sources in an overall land flow-dominated tropical rain forest catchment // *Water Resources Research*. 1995. 31, 9. P. 2267–2278.
478. Erasmus B.F.N., Van Jaarsveld A.S., Chown S.L., Kshatriya M., Wessels K.J. Vulnerability of South African animal taxa to climate change // *Global Change Biology*. 2002. Vol. 8, Is. 7. Pp. 679–693.
479. Ermoshin V.V. The New Project "Environmental Criteria and Restrictions in the Programs for Sustainable Nature Management in the Amur River Basin": Main Tasks and Expected Results // *Proc. 2nd Internat. Meeting of Amur-Okhotsk Consortium*, Sapporo, 5-6 Nov. 2011. Sapporo, 2012. Pp. 107–116.
480. Essery, C.I. The role of instrument type and errors in the construction of catchment water balances // *FRIENDS in Hydrology*. IAHS Publ. No. 187. Wallington, Oxfordshire, UK: IAHS Press, 1989. Pp. 35–46.
481. *Forests, Water and People in the Humid Tropics* / Ed. M. Bonell and L.A. Bruijnzeel. International Hydrology Series. Published by Cambridge University Press. UNESCO, 2005. 925 p.
482. Forman, R.T.T., Gordon M. *Landscape Ecology*. N.Y.: John Wiley Sons, 1986. 619 p.
483. Freeze, R.A. Streamflow generation: Reviews of Geophysics and Space Physics. 1974. V. 12, № 4. Pp. 627–647.
484. Fronzek S., Carter T.R and K. Jylhä. Representing two centuries of past and future climate for assessing risks to biodiversity in Europe // *Global Ecol. Biogeogr.* 2012. 21, 19–35.
485. Ganzey S.S., Yermoshin V.V., Mishina N.V., and Shiraiwa T. The basic features of land-use in Amur River watershed // *Report on Amur-Okhotsk Project*. No. 4. Ed. T. Shiraiwa. Kyoto. RIHN Publ. 2007. Pp. 139–150 (<http://www.chikyu.ac.jp/AMORE/2006proceeding-no.4/15.Gansey-139-150.pdf>).
486. Gartsman, B.I. and M.A. Makagonova. Applying the flood cycle model of small river basin (FC-model SRB) for hydrological forecasts // *Extreme hydrological events: theory, modeling and forecast*. Proc. of Int. Scientific Workshop. Moscow: WPI RAS, 2003. Pp. 258–262.
487. Gasse F. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum // *Quatern. Sci. Rev.* 2000. Vol. 19. Pp. 189–211.
488. Gedney N., Cox P.M., Betts R.A., Boucher O., Huntingford C., Stott P.A. Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records // *Nature*. 2006. Vol. 439. P. 835–838.
489. Goodrich D.C., Lane L.J., Shillito R.M., Miller S.M., Syed K.H., Woolhiser D.A. Linearity of basin response as a function of scale in semiarid watershed // *Water Res. Res.* 1997. V. 33, № 12. Pp. 2951–2965.

490. Grayson R.B., Western A.W., Chiew F.H. and G. Blöschl. Preferred states in spatial soil moisture patterns: Local and nonlocal controls // *Wat. Res. Res.* 1997. Vol. 33, No. 12. Pp. 2897–2908.
491. Gregory G.M., Mitchell J.F.B., Brady A.J. Summer drought in northern midlatitudes in a time-dependent CO₂ climate experiment // *J. Climate*. 1997. Vol. 10. Pp. 662–686.
492. Gupta, V.K., O. Mesa & D.R. Dawdy. Multiscaling theory of flood peaks: Regional Quantile Analysis // *Water Res. Res.* 1994. № 30 (12). Pp. 3405–3421.
493. Hodges K.V., Wobus C., Ruhl K., Schildgen T. and K. Whipple. Quaternary deformation, river steepening, and heavy precipitation at the front of the Higher Himalayan ranges // *Earth and Planetary Sci. Letters*. 2004. 220. Pp. 379–389.
494. Huntington T.G. CO₂-induced suppression of transpiration cannot explain increasing runoff // *Hydrol. Process*. 2008. Vol. 22. Pp. 311–314.
495. Hupet, F., & M. Vanclooster. Effect of the sampling frequency of meteorological variables on the estimation of the reference evapotranspiration // *J. of Hydrology*. 2000. № 243 (33-4). Pp. 192–204.
496. Hurst H.E. Long-term storage capacity in reservoirs // *Trans. Amer. Soc. Civil Eng.* 1951. Vol. 116. Pp. 400–410.
497. Huybrechts P., Tsiobell S. Thermomechanical modelling of Northern Hemisphere ice sheets with a two-level mass-balance parametrization // *Ann. Glaciol.* 1995. Vol. 21. Pp. 111–116.
498. IPCC SREX Summary for Policymakers. (Интернет-ресурс <http://www.ipcc-wg2.gov/SREX/>)
499. Julian, P.R. & Chervin, R.M. A study of the Southern Oscillation and the Walker Circulation // *Mon. Weath. Rev.* 1978. No. 106. Pp. 1433–1451.
500. Kavvas M.L., Chen Z.Q., Yoon J.Y. & J. Yoshitani. Theoretical hydrology with respect to scaling and heterogeneity over sparsely-gauged or ungauged basins // *Predictions in Ungauged Basins: PUB Kick-off* (Proc. of the PUB Kick-off meeting held in Brasilia, 20-22 Nov. 2002). IAHS Publ. No. 309. 2007. Pp. 30–37.
501. Kingston D.G., McGregor G.R., Hannah D.M. & D.M. Lawler. River flow teleconnections across the northern North Atlantic region // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33, L14705, doi:10.1029/2006GL026574.
502. Kirchner J. A double paradox in catchment hydrology and geochemistry // *Hydrol. Processes*. 2003. 17. Pp. 871–874.
503. Knox J.C. Sensitivity of modern and Holocene floods to climate change // *Quatern. Sci. Rev.* 2000. Vol. 19. Pp. 439–457.
504. Koirala S.R. and R.W. Gentry. SWAT and Wavelet Analysis for Understanding the Cli-

mate Change Impact on Hydrologic Response // Open Journal of Modern Hydrology. 2012. Vol. 2. No. 2. Pp. 41–48.

505. Ladouche B., Probst A., Viville D. et al. Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological approaches (Strengbach catchment, France) // Journal of Hydrology. 2001. 242 (3-4). Pp. 255–274.

506. Land Resources of the People's Republic of China // Resource system theory and methodology series. № 5. 1988. Pp. 47–62 (in Chinese).

507. Large rivers: geomorphology and management / Ed. A. Gupta. Chichester: John Wiley & Sons Ltd., 2007. 689 p.

508. Lawford R. Changes in water cycle associated with global change // Water and Better Human Life in the Future. Proc. RIHN 1st Int. Sym., Kyoto, Nov. 6-8, 2006. Kyoto: RIHN Publ., 2006. Pp. 17–28.

509. Levitus S., Antonov J.I., Boyer T.P., Stephens C. Warming of the World Ocean // Science. 2000. Vol. 287. Pp. 2225–2229.

510. Li Zh., Bhatt U.S., Mölders N. Impact of doubled CO₂ on the interaction between the global and regional water cycles in four study regions // Clim. Dynamics. 2008. Vol. 30. P. 255–275.

511. Liu H., Zhang S. and Lu X. Processes of wetland landscape changes in Naoli River basin since 1980s // J. Natural Resources. 2002. Vol. 17. No. 6. Pp. 698–705 (in Chinese).

512. Liu J., Nayakawa H., Lu M., Dong S. and Yuan J. Hydrological and geocryological response of winter streamflow to climate warming in Northeast China // Cold Regions Science and Technology. Vol. 37, issue 1, July 2003. Pp. 15–24.

513. Liu J., Wang S., Yu S., Yang D. and Zhang L. Climate warming and growth of high-elevation inland lakes on the Tibetan Plateau // Global and planetary change. 2009. Vol. 67. Iss. 3-4. Pp. 209–217.

514. Lundquist J.D., Cayan D.R. Seasonal and spatial patterns in diurnal cycles in streamflow in the western United States // Journal of Hydrometeorology. 2002. 3. Pp. 591–603.

515. Lyubushin A.A., Pisarenko V.F., Bolgov M.V., and Rukavishnikova T.A. Study of general effects of river runoff variations // Russ. Meteorology and Hydrology. 2003. No. 7. Pp. 59–68.

516. Müftüoglu, R.F. New models for nonlinear catchment analysis // J. Hydrol. 1984. V. 73. № 3/4. Pp. 335–357.

517. Maps of Geocryological Regions and Classifications in China. Browse Versions. (http://nsidc.org/fgdc/maps/china_browse.html).

518. Martin J.H. and Fitzwater S.E. Iron deficiency limits phytoplankton growth in the northeast Pacific subarctic // Nature. 1988. No. 331. Pp. 341–342. doi:10.1038/331341f0.

519. McDonnell J.J., Sivapalan M., Vaché K., Dunn S., Grant G., Haggerty R., Hinz C., Hooper R., Kirchner J., Roderick M.L., Selker J., and M. Weiler. Moving beyond heterogeneity and process complexity: a new vision for watershed hydrology // *Wat. Res. Res.* 2007, Vol. 43, W07301, doi:10.1029/2006WR005467.
520. Milly P.C.D. and K.A. Dunne. Microscale water fluxes, 2. Water and energy supply control of their interannual variability // *Water Resour. Res.* 2002. 38 (10), 1206, doi:10.1029/2001WR000760, 2002.
521. Milly P.C.D., Dunne K.A., Vecchia A.V. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate // *Nature*. 2005. Vol. 438. Pp. 347–350.
522. Milly P.C.D., Wetherald R.T., Dunne K.A., Delworth T.L. Increasing risk of great floods in a changing climate // *Nature*. 2002. Vol. 415. Pp. 514–517.
523. Mitchell J.M.Jr. Overview of climate variability and casual mechanisms // *Quaternary Res.* 1976. V. 6, No 4. Pp. 481–493.
524. Mook V.G. (Ed.) Environmental isotopes in the hydrological cycle – principles and applications. Vol. 1. Introduction – Theory, methods, review. IHP-V. Technical Document No. 38. IAEA. UNESCO, Paris, 2001. 185 p.
525. Mualem, J. A modified dependent-domain theory of hysteresis // *Soil Science*. 1984. V. 137. №. 5. Pp. 283–291.
526. Nagao S., Terashima M., Kodama H., Kim V.I., Shesterkin V.P., Makhinov A.N. Migration behavior of Fe in the Amur River basin // *Report on Amur-Okhotsk Project*. No. 4. Kyoto. RIHN Publ. 2007. Pp. 37–48 (<http://www.chikyu.ac.jp/AMORE/2006proceeding-no.4/05.nagao-37-48.pdf>).
527. Neal C. and R. Clarke. Contemporary and future perspectives for hydrological and catchment sciences // *Hydrol. and Earth Sys. Sci.* 2007. V. 11. P. 663.
528. Nelson F.E., Anisimov O.A., Shiklomanov N.I. Subsidence risk from thawing permafrost // *Nature*. 2001. Vol. 410. Pp. 889–890.
529. Notaro M., Liu Zh.G., Gallimore R., Vavrus S.J., Kutzbach J.E., Prentice I.C., Jacob R.L. Simulated and observed preindustrial to modern vegetation and climate changes // *J. Climate*. 2005. Vol. 18. Pp. 3650–3671.
530. Oerlemans J. Extracting a climate signal from 169 glacier records // *Science*. 2005. Vol. 308. Pp. 675–677.
531. O'Kane, J.P., and Flynn, D. Thresholds, switches and hysteresis in hydrology from the pedon to the catchment scale: a non-linear systems theory // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2007. Vol. 11(1). Pp. 443–459.
532. Onishi T., Shibata H., Nagao S., Park H., Yoh M. and Shamov V.V. Long-term trend of

dissolved concentration and hydrological model incorporating dissolved iron production mechanism of the Amur river basin // Report on Amur-Okhotsk Project. No. 5. RIHN Publ. Kyoto. 2008. Pp. 199–207 (<http://www.chikyu.ac.jp/AMORE/2008Proceeding5/onishi2008.pdf>).

533. Onishi T., Yoh M., Shibata H., Nagao S., Kawahigashi M., and Shamov V.V. Topography as a macroscopic index for the dissolved iron productivity of different cover types in the Amur River Basin // *Hydrol. Res. Lett.* 2010, 4, 85–89. (http://www.jstage.jst.go.jp/article/hrl/4/0/85/_pdf)

534. Orlanski I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1975. Vol. 56, No. 5. Pp. 527–530.

535. Park H., Sakashita A, Da Z. and Yoshida K. Paddy development and national farm management in the Sanjiang plain: Case study conducted at the Xinghua farm // *The review of Agricultural Economics.* 2001. Vol. 57, Mar. Pp. 85–98.

536. Parmesan C., Yohe G. A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems // *Nature.* 2003. Vol. 421. Pp. 37–42.

537. Petrone K.C., Hinzman L.D., Shibata H., Jones J.B. and Boone R.D. The influence of fire and permafrost on sub-arctic stream chemistry during storms // *Hydrol. Processes.* 2007. No. 21. Pp. 423–434.

538. Philip, J.R. Future research problems // *Soil Science.* 1974. V. 113. № 4. Pp. 294–300.

539. Phillips J.D. Evolutionary geomorphology: thresholds and nonlinearity in landform response to environmental change // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2006. Vol. 10. Pp. 731–742. (<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/10/731/2006/>)

540. Pierrehumbert R.T. The hydrologic cycle in deep-time climate problems // *Nature.* 2002. Vol. 419. Pp. 191–198.

541. Pinder G.F., Jones J.F. Determination of the groundwater component of peak discharge from the chemistry of total runoff // *Water Res. Res.* 1969. V. 5. № 2. Pp. 438–445.

542. Rahmstorf S. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years // *Nature.* 2002. Vol. 419. Pp. 207–214.

543. Rinaldo A., Botter G., E. Bertuzzo, Uccelli A., Settin T. and M. Marani. Transport at basin scale: 1. Theoretical framework // *Hydrol. and Earth Sys. Sci.* 2006. 10. Pp. 19–29.

544. Rosenlof K.H., Oltmans S.J., Kley D., Russell J.M. III, Chiou E.-W., Chu W.P., Johnson D.G., Kelly K.K., Michelsen H.A., Nedoluha G.E., Remsberg E.E., Toon G.C., McCormick M.P. Stratospheric water vapour increases over the past half-century // *Geophys. Res. Lett.* 2001. Vol. 28, N 7. Pp. 1195–1198.

545. Rundle J.B., Turcotte D.I., Rundle P.B., Shcherbakov R., Yakovlev G., Donnellan A. and W. Klein. Pattern dynamics, pattern hierarchies, and forecasting in complex multi-scale earth systems

// Hydrol. Earth Syst. Sci. 2006. 10. Pp. 789–796.

546. Sakalauskiene G. The Hurst phenomenon in hydrology // Environmental research, engineering and management. 2003. No. 3(25). Pp. 16–20.

547. Santer, B.D., Wigley T.M.L., Simmons A.J., Källberg P.W., Kelly G.A., Uppala S.M., Ammann C., Boyle J.S., Brüggemann W., Doutriaux Ch., Fiorino M., Mears C., Meehl G.A., Sausen R., Taylor K.E., Washington W.M., Wehner M.F., Wentz F.J. Identification of anthropogenic climate change using a second-generation reanalysis // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. D21104.

548. Scafetta N. and B.J. West. Multiscaling comparative analysis of time series and a discussion on “earthquake conversations” in California // Phys. Rev. Letters. 2004, vol. 92, No. 13. Pp. 138501-1 – 138501-4.

549. Schrödinger, E. Der stetige Übergang von der Mikro- zur Makromechanik // Die Naturwiss. 1926. Bd. 14. S. 664.

550. Schumm, S.A., and R.W. Lichty. Time, Space and Causality in Geomorphology // Amer. J. of Sc. 1965. № 263. Pp. 110–119.

551. Schweiger O., Heikkinen R.K., Harpke A., Hickler T., Klotz S., Kudrna O., Kühn I., Pöyry J. and J. Settele. Increasing range mismatching of interacting species under global change is related to their ecological characteristics // Global Ecol. Biogeogr. 2012. 21, 88–99.

552. Shaman J., Stieglitz M., Burns D. Are big basins just the sum of small catchments? // Hydrol. Process. 2004. V. 18. Pp. 3195–3206.

553. Shamov V., Gartsman B., Shekman E., Gubareva T., Tarbeeva A., Lupakov S., Chelnokov G., Kozhevnikova N., Burdukovskiy M., and Orlyakovskiy A. Tracer studies of preferential water flow paths in mountain slopes, Pacific Russia // Cold-region hydrology in a non-stationary world. Proc. 21st Northern Research Basins Symp. and Workshop. Yakutsk, August 6–12, 2017. Yakutsk: Mel'nikov Permafrost Institute Publ., 2017. Pp. 113–122.

554. Shamov V.V., Onishi T. and Kulakov V.V. Iron flux behavior anomaly in the Amur basin in 1990s: feasible reasons // Report on Amur-Okhotsk Project. No. 5. RIHN Publ. Kyoto. 2008. Pp. 199-207 (<http://www.chikyu.ac.jp/AMORE/2008Proceeding5/shamov2008.pdf>)

555. Shamov, V.V. On the Way to Relativistic and Quantum Theory of the Environment? // Frontier Perspectives. 2003. № 2. Vol. 12. Pp. 12–16.

556. Sharkhuu N. Trends of permafrost development in the Selenge River Basin, Mongolia // Proc. of the Seventh Intern. Conf. on Permafrost, Yellowknife, Canada, June 1998, Université Laval, Quebec, Collection Nordicana. No 55. Pp. 979–986.

557. Shibata H., Yoh M., Ohji B., Guo Y., Shi F., Cai T., Xu X., Wang D., Yan B. and Shamov V.V. Biogeochemical processes of iron and related elements in terrestrial ecosystem of Amur

River // Report on Amur-Okhotsk Project. No. 4. Kyoto. RIHN Publ. 2007. Pp. 75-93 (<http://www.chikyu.ac.jp/AMORE/2006proceeding-no.4/10.yo-shibata-75-93.pdf>).

558. Simonov, E.A. and T.D. Dahmer, editors. Amur-Heilong River Basin Reader. 2008. Eco-systems Ltd., Hong Kong. 426 p.

559. Sivapalan M. Pattern, Process and Function: Elements of a Unified Theory of Hydrology at the Catchment Scale. In: Encyclopedia of Hydrological Sciences / Ed. M.G. Anderson. 2005. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd. Pp. 193–219.

560. Sivapalan M., Savenije H.H.G. and G. Bloeschl. Socio-hydrology: A new science of people and water // Hydrol. Process. 2012. No. 26. Pp. 1270–1276.

561. Skiena S. CSE 691 – Special topics in computer science (computational finance). Spring 2007. (<http://www.cs.sunysb.edu/~skiena/691/lectures/lecture12.pdf>).

562. Skøen, J.O. and G. Blöschl. Catchments as space-time filters – a joint spatio-temporal geostatistical analysis of runoff and precipitation // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2006. Vol. 10. Pp. 645–662.

563. Skøien J.O., G. Blöschl and A.W. Western. Characteristic space scales and timescales in hydrology // Wat. Res. Res. 2003. Vol. 39 (10), 1304, doi:10.1029/2002WR 001736.

564. Sokolov O.V., Mezentsева L.I. Climatic trends in general circulation in the second half of the 20th century // Pacific Oceanography. 2004. No. 1–2. Vol. 2. Pp. 67-73.

565. Stocker T.F. Abrupt climate changes: from the past to the future – a review // Int. Journ. Earth Sciences. 1999. V. 88. Pp. 365–374.

566. Stocker, T.F., & D.G. Wright. Rapid transitions of the ocean's deep circulation induced by changes in surface water fluxes // Nature. 1991. Vol. 351. Pp. 729–732.

567. Tett S.F.B., Betts R., Crowley T.J., Gregory J., Johns T.C., Jones A., Osborn T.J., Öström E., Roberts D.L., Woodage M.J. The impact of natural and anthropogenic forcings on climate and hydrology since 1550 // Clim. Dynamics. 2007. Vol. 28. Pp. 3–34.

568. Trenberth K.E., Johnes P.D., Ambenje P., Bojariu R., Easterling D., Klein Tank A., Parker D., Rahimzadeh F., Renwick J.A., Rusticucci M., Soden B., Zhai P. Observations: Surface and Atmospheric Climate Change // Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M. & Miller H.L. (eds.)]. Cambridge, N.Y.: Cambridge University Press, 2007. Pp. 299–316.

569. Trenberth K.E., Stepanyak D.P., Smith L. Interannual variability of the patterns of atmospheric mass distribution // J. Climatology. 2005. Vol. 18. Pp. 2812–2825.

570. Turcotte D.L. Fractal theory and the estimation of extreme floods // J. Res. National Inst. of Standards and Technology. 1994. V. 99, No 4. Pp. 377–389.

571. Uhlenbrook S. Catchment hydrology – a science in which all processes are preferential // *Hydrol. Process.* 2006. Vol. 20. Pp. 3581–3585.
572. Wagener T., Sivapalan M., Troch P.A. et al. The future of hydrology: an evolving science for a changing world // *Water Resources Research*. Vol. 46, W05301, doi:1029/2009WR008906, 2010.
573. Vecchi, G.A., B.J. Soden, A.T. Wittenberg, I.M. Held, A. Leetmaa, and M.J. Harrison. Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing // *Nature*. 2006. Vol. 441, doi:10.1038/nature04744.
574. Verschuren D., Laird K.R., Cumming B.F. Rainfall and drought in equatorial East Africa during the past 1,100 years. *Nature*. 2000. Vol. 403. Pp. 410–414.
575. Wagener T., Sivapalan M., Troch P.A. et al. The future of hydrology: an evolving science for a changing world // *Water Resources Research*. Vol. 46, W05301, doi:1029/2009WR008906, 2010.
576. Wagner, B.G., & S.M. Gorelick. A statistical methodology for estimating transport parameters: theory and application to one-dimensional advective-dispersive systems // *Water Resources Research*. 1986. V. 22. № 8. Pp. 1303–1315.
577. Wang Zongming, Zhang B., Zhang S., Li X., Liu D., Song K., Li J., Li F., Duan H. Changes of land use and of ecosystem service values in Sangjiang plain, Northeast China // *Environmental monitoring and Assessment*. 2006. Vol. 112. Pp. 69–91.
578. Waylen P., Campagnucci R. and R.M. Caffera. Interannual and interdecadal variability in stream flow from the Argentine Andes // *Physical Geography*. 2000, 20, 5, pp. 452–465.
579. Wisner B., Blaikie P., Cannon T., Davis I. At risk: natural hazards, people's vulnerability and disasters. Trowbridge, Wiltshire: Cromwell Press, 2004. 471 p.
580. Wood E.F. Scale analyses for land-surface hydrology / *Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology*. Ed. by G. Sposito. 1998. Cambridge University Press, NY. Pp. 1–29.
581. Wood E.F., Sivapalan M., Beven K. Similarity and scale in catchment storm response // *Reviews in Geophysics*. 1990. V. 28, Pp. 1–18.
582. Wu L.X., Liu Zh.G., Chun L., Sun Y. Extratropical control of recent tropical Pacific decadal climate variability: a relay teleconnection // *Clim. Dynamics*. 2007. Vol. 28. Pp. 99–112.
583. Xue Y., Sun S., Lau K.-M., Ji J., Possard I., Zhang R., Kang H.S., Wu G., Schaake J.C., Zhang J. and Y. Jiao. Multiscale variability of the river runoff system in China and its long-term link to precipitation and sea surface temperature // *J. of Hydrometeorology*. 2005. No. 6. Pp. 550–570.
584. Yang D., Kane D.L., Hinzman L.D., Zhang X., Zhang T., Ye H. Siberian Lena River hydrological regime and recent change // *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 107, N D23, 4694. P. 14-1 – 14-10.
585. Yang F.L., Kumar A., Schlezinger M.E., Wang W.Q. Intensity of hydrological cycles in warmer climates // *J. Climate*. 2003. Vol. 16. Pp. 2419–2423.

586. Yevjevich V. Misconceptions in hydrology and their consequences // Wat. Res. Res. 1968. Vol. 4, N 2. Pp. 225–232.

587. Yoh M. Possible fundamental sources of dissolved iron in terrestrial environments: their mechanisms, presumed anthropogenic impact, and research needs / Report on Amur-Okhotsk Project. No. 2. Kyoto. RIHN Publ. 2004. Pp. 81–87 (<http://www.chikyu.ac.jp/AMORE/2004.3kyotoSymp/08.Yoh.pdf>).

Приложение 1. Квантово-релятивистская интерпретация влагооборота

(на основе теории Я.И. Френкеля [1949])

В данном приложении изложен вариант авторского обобщения френкелевской теории движения фотонов на явления приповерхностного влагооборота – движения водных масс в геоэкологической оболочке, которые изменяются согласно их инвариантно-генетических последовательностей, или, иными словами, испытывающих качественные морфогенетические преобразования.

Изменения в свойствах геосистем и их компонентов, вещественных или структурных, могут быть сведены в рамках классической и квантовой механики к изменениям их положения в пространстве их инвариантных состояний (фазовом пространстве), то есть к движению в обычном классическом смысле этого слова, но только вдоль "линии" своего инварианта (ИГП). Причем сами геосистемы (или их компоненты) в узлах сетки ИГП, то есть в границах форм их организации, предполагаются абсолютно неизменными.

Рассмотрение движения объекта на собственном уровне – в рамках его ИГП – с необходимостью приводит к обнулению «массы покоя» данного объекта, превращению его в аналог фотона, названный нами *критоном* с учетом критичности, предельности уровня его рассмотрения [Шамов, 1999; Shamov, 2003].

Движение таких критонов сводится к их возникновению в одном месте – узле ИГП, то есть к испусканию, и исчезновению в другом узле, то есть поглощению. Данное представление о механизме движения определено А.Н. Вальцевым как принцип обновления (в рамках темы диссертации: обновления водных масс – *В.Ш.*) или *реновации* [1965]. Промежуточные состояния, которые критон "пропускает" на собственном уровне движения, на цепочке ИГП (аналоге светового конуса) фактически не включаются в его описание, как бы пропускаются, исключаются из рассмотрения (рис. Прил.1). В противном случае оно становится избыточным подобно описанию движения воды в почве на "фундаментальном" молекулярном уровне для решения задач "географического" или "геоэкологического" масштаба.

В случае объекта с покоящейся массой, отличной от нуля (тот же объект, только рассматриваемый на несобственном, субэлементарном уровне), квантовая теория допускает нерелятивистское приближение, которое «смазывает» процессы возникновения и исчезновения этих объектов, точнее форм его движения, и трактует их приближённым образом как неизменные и вечные, в смысле классической механики. Абстрагирование от собственного на субэлементарный уровень рассмотрения позволяет в свою очередь абстрагироваться от качественной определённости системы, выражаемой в виде её ИГП, и представить его как некий континуум, в котором происходят процессы, *как бы не* изменяющие природу этих объектов-континуумов.



Рис. Прил.1. Движение системы с учетом её строения (совокупности подсистем) и генезиса (включения в надсистему).

Согласно классической концепции материи последняя представляется с общетеоретической точки зрения совокупностью неизменных объектов. Поскольку эти объекты могут возникать, исчезать и даже превращаться друг в друга, эта корпускулярная концепция должна была быть заменена «полевой», т.е. концепцией динамического поля, порождающего объекты и являющегося носителем всех свойств, которые им приписываются, – энергии, импульса и пр. Сохранение этих свойств обеспечивает полню ту реальность и неизменность, которая характеризует материю в более глубоком, философском смысле слова.

Что касается объектов, то с этой точки зрения их следует рассматривать как грубые модели, с помощью которых мы пытаемся наглядно представить себе квантовые эффекты поля. Если для объектов, имеющих на данном уровне рассмотрения массу покоя (субэлементарный состав), это ещё как-то сходит с рук, то для объектов-критонов такая концепция не правомочна.

В строго релятивистской теории понятие «внутреннего движения» (объекты – квантовые эффекты какого-либо объектного поля, вечного и реального) утрачивает смысл. Здесь «сложные» объекты оказывается необходимо рассматривать как элементарные, «простые», т.е. как материальные точки, с внутренними свойствами, которые могут быть сведены к движению в смысле нерелятивистской квантовой механики лишь приближённым образом, поскольку энергия связи этих объектов мала в сравнении с их энергией покоя.

Для преодоления принципа неизменности классических объектов в теорию существенным образом входит предельная интенсивность их взаимодействия, связанная с требованиями

релятивистской инвариантности и, в частности, с законами эквивалентности энергии и массы. Обычное поступательное движение объекта представляется возможным рассматривать с более общей точки зрения, а именно как исчезновение объекта в исходной точке и возникновение его в другой точке.

Уместно в связи с этим напомнить апорию Зенона о движении стрелы и вообще концепцию отрицания движения представителей школы элеатов.

Смысл апии «Стрела», по А.Н. Чанышеву [1981], в том, что движение невозможно и при допущении прерывности пространства: движущийся предмет всегда занимает равное себе место, т.е. покоится в нём каждый момент времени. Согласно Аристотелю, Зенон не признавал, что время аналогично пространству, и оно делится на бесконечное количество бесконечно малых частей и так же как пространство, прерывно и непрерывно.

Вариант апии «Стрела» у Диогена Лаэртского: «движущееся тело не движется ни в том месте, где оно есть, ни там, где его нет».

По Зенону, место, т.е. интервал пространства, предмета и сам предмет тождественны. Очевидно, И. Ньютон наиболее полно разорвал эту тождественность, абстрагировал пространство (и время) от процесса, движения. Благодаря Ньютону стали говорить о движении в пространстве и времени. Далее, А. Эйнштейн вновь соединил и движение, и пространство, и время. Я.И. Френкель как бы вновь вернулся к Зенону и стал интерпретировать движение как исчезновение предмета в одном месте и появление его в другом, как смена точек покоя предмета. Данное свойство движения, обозначенное как свойство реновации, по А.Н. Вяльцеву [1965], закономерно вытекает из дискретной модели пространства-времени, общей модели движения.

ИГП любой системы есть последовательное испускание и поглощение этой системы, рассматриваемой на её собственном, элементарном ("критонном") уровне. Испускание – появление новой формы движения системы, поглощение – исчезновение этой формы в недрах идущей ей на смену. «Пребывание» системы в какой-либо форме в данном контексте не описывается, как и в физике фотон, движущийся на световом конусе. Описывается лишь смена форм, череда, последовательность.

Широкое применение в географических науках элементов теории поля, понятия потенциала [например, Арманд, 1975; Поздняков, Черванёв, 1990], на наш взгляд, «смазывают» различия генетических форм геосистем (равно как и экосистем). Эти формы по умолчанию описываются как некое внешнее поле, в котором протекают процессы, или, иначе говоря, в котором системы функционируют. Характерным примером здесь может служить хорошо изученная и тем не менее "плохо работающая" модель движения почвенной влаги Дарси-Бакингема-Ричардса [Yevjevich, 1968].

Морфогенетическое направление в моделировании природных систем прямо указывает на принципиальную квантованность, дискретность ИГП системы [Гарцман, 1976]. Частота ν при описании внешнего воздействия на систему может быть интерпретирована, вероятно, как индикатор уровня динамики системы [Шамов, 1993]. Чем ближе этот уровень к элементарному, тем выше частота. За порогом различимости движение системы логично рассматривать как шум – принципиально случайный процесс, требующий соответствующих средств описания.

Понятие элементов системы, рассматриваемых как компоненты её ИГП, едва ли можно связывать с внешним полем, пусть даже колеблющимся во времени, хотя бы по той причине, что таким системам-критонам пришлось бы приписывать импульс, равный нулю. В строго релятивистской теории понятие «внутреннего движения» утрачивает смысл, и классически «сложные» географические или экологические системы оказывается необходимым рассматривать как элементарные, т.е. материальные точки, с внутренними свойствами, которые могут быть сведены к нерелятивистскому движению лишь приближённым образом, поскольку энергия связи этих точек мала в сравнении с их покоящейся энергией. Примером такого рассмотрения может выступать точечная ВБ-модель МРБ в стадии формирования паводочного дождевого стока [Гарцман, Шамов, 1991].

Следует заметить, что излагаемая здесь квантово-релятивистская трактовка движения систем вдоль линии ИГП как их непрерывной регенерации устраняет ряд гносеологических трудностей, которые в нерелятивистской теории связаны с гейзенберговским принципом неопределённости. С точки зрения данной трактовки нет ничего удивительного в том, что понятие траектории объекта не может иметь определённого смысла, что не мешает, однако, строгой детерминированности процесса "движения квантованных динамических полей" – морфологических полей влагооборота в терминах Р. Тома [2006].

Приложение 2. Специфическое пространство-время влагооборота

Следует специально остановиться на весьма перспективном современном анализе конструкций пространстве-времени как понятия, определяемого через более общие понятия (например, понятие движения), то есть – как *конструкта* [Левич, 1986; Каллендер, 2010].

В принципе данный анализ отвечает той концепции, где время и пространство рассматриваются как атрибут движущейся материи (применительно к явлениям водного цикла это показано в ряде наших публикаций [Гарцман, Шамов, 1991; Шамов, 1993; 1999; 2006; 2010]. По убеждению многих исследователей, «можно, как минимум, построить теории изменчивости, наиболее естественные для различных объектов исследования, а как максимум – действительно понять природу времени и даже искать пути к воздействию на него» [Коротаев, 1989, с. 53]. Например, *субстанциональные* модели времени последовательно опираются на вторичность, выводимость понятия времени из понятия движения.

В данном ключе одной из наиболее теоретически проработанных представляется концепция естественного времени, предложенная А.П. Левичем [1986, 1996, 2000 и др.]. С учетом идей указанного автора нами последовательно развивается ряд позиций, раскрывающих концепцию пространственно-временной организации влагооборота.

Атрибутивная (вторичная) концепция применительно к предмету настоящего исследования может быть кратко изложена в виде ряда принципиальных позиций.

1. Принцип нетождественности. Время-пространство влагооборота не есть «привычное» астрономическое время-пространство. Иными словами, набор операциональных способов измерения времени и пространства, основанных на подсчете периодов и симметрий (пространственных регулярностей) физических процессов, далеко не всегда удобны при описании форм движения (изменения) влагооборота. «Неудовлетворенность естествоиспытателей в физических экспликациях феномена времени приводит к непрекращающимся попыткам ввести представление о специфических научных временах» [Левич, 1986, с. 166]. Примерами тому могут служить гидрологический год, паводочный цикл, гляциальный цикл и др. Справедлив принцип нетождественности и для феномена пространства в том смысле, что физическое, или картографируемое пространство последовательно (или стихийно) дополняется (заменяется) специфическими пространствами в форме типизаций или классификаций (например, [Солодянкина, 2005]).

2. Принцип изменчивости (1-й исходный принцип для конструкции времени). Всем гео-системам, исследуемым с точки зрения влагооборота, присуще так называемое *метаболическое* время – основной процесс, представляющий собой обязательный феномен изменения набора составляющих систему элементов. Здесь изменение набора элементов предполагает появление новых элементов, потери старых, замены имеющихся на иные. «Принцип изменчивости опера-

ционально вводит свойство времени описывать последовательности событий, датируя события заменами элементов системы» [Левич, 1986, с. 168].

3. Принцип стабильности (1-й исходный принцип для конструкции пространства). Применительно к пространству мы говорим, что все геосистемы обладают *морфологическим* пространством [Том, 2006] – основной (кардинальной) структурой, являющейся закономерным феноменом собственно набора элементов этой системы. Таким образом, изменение морфологического пространства системы эксплицируется как *течение* метаболического времени. В этой формуле находят свое единство основные аспекты движения геосистем – время, пространство, «тяжелая» масса [Шамов, 1999в].

4. Принцип императивности (2-й исходный принцип для конструкции пространства-времени). Время характеризуется не только последовательностью событий, но и их длительностью, а пространство – протяженностью. Интервалы времени между изменениями набора элементов *эталонной* системы на один элемент считаются единичными. Величина интервала времени между событиями есть количество элементов, замененных в эталонной системе. Сама эталонная система при этом играет роль часов. Таким образом, время становится понятием теории систем, логико-математическим конструктом.

5. Иерархичность геосистем закономерно обуславливает многокомпонентность времени и пространства. Следовательно, время геосистемы «описывается многокомпонентной величиной, составляющие которой представляют собой количества замененных элементов системы на каждом из ее уровней ее иерархического строения. Эту величину будем называть пирамидой времени системы, компоненты которой описывают количества измененных элементов системы каждого из ее уровней» [Левич, 1986, с. 171]. Аналогичны рассуждения для пространства. Индивидуальные времена и пространства, таким образом, группируются во временные и пространственные шкалы, соответствующие уровням геосистем-иерархий, то есть тем самым подтверждается представление о неоднородности времени и пространства влагооборота.

Принцип императивности же позволяет выбирать в качестве эталонных часов и/или линеек систему-компонент любого уровня геосистемы-иерархии. Обычно для описания изменчивости системы выбирают одну из компонент, наиболее глубокую, находящуюся вблизи уровня неразличимости и связанную с физическими процессами (например, [Гусев, 1981]). Вполне вероятно, что это связано как с необходимостью сравнивать разнородные события, так и с общекультурной традицией больше доверять инженерному измерению с помощью физических приборов, нежели, к примеру, экспертным заключениям или таксономическим матрицам.

6. Свойства метаболического времени и морфологического пространства геосистем.

6.1. *Равномерность*. Различные эталонные геосистемы в силу принципа императивности

могут порождать различные равномерности хода времени (циклы влагооборота) и протяженности пространства (области влагооборота). Таким образом, равномерность пространства-времени влагооборота оказывается не абсолютным свойством систем, а их относительным свойством, зависящим от выбранного эталона. «В эталонных часах существен не только один акт, принимаемый за единицу времени (замена одного элемента, период обращения...), а целая последовательность актов, задающая свойство часов, названное равномерностью их хода» [Левич, 1986, с. 173–174]. Аналогичные рассуждения справедливы и для пространства: последовательность элементов задает свойство его равномерности, то есть ту «линейку», которую можно прикладывать к измеряемым геосистемам. К примеру, в зоне отрицательных зимних температур гидрологический год можно в принципе измерять паводочными (синоптическими) циклами, либо суточными циклами испарения, либо циклами образования термиков и т.д. Однако, замерзание рек вносит существенную неравномерность в процесс стока, измеряемого с помощью приведенных эталонных геосистем.

6.2. Специфичность и универсальность. Единство строения геосистем обеспечивает возможность выбора эталона, общего для нескольких предметных иерархий. Такая универсальность, однако, как бы «стирает» структуры уровней, лежащих выше уровня эталонной системы, а вместе со структурами делает размытыми характеристики основных процессов, происходящих на вышележащих уровнях. Универсальность пространственно-временных шкал обеспечивается термодинамическими моделями геосистем, опирающимися на представление их как множества больших чисел. Как наиболее распространенный «стирающий функтор» при физическом в узком смысле описании следует рассматривать использование физического понятия энергии (в географии и геоэкологии, например, см. ряд публикаций [Forman & Gordon, 1986; Макунина, 1991]; в гидрофизике почв – термодинамика почвенной влаги, закон Дарси, уравнение Бакингема и др.). Применение же специфических шкал позволяет эксплуатировать свойства пространства-времени, задаваемые конкретными структурами систем, но в свою очередь приводит к «неразличимости» изменений объектов на нижележащих уровнях строения систем. За порогом различимости остается «квантовая природа» влагооборота на этих уровнях геосистем. Специфическое понятие энергии флювиальной системы заданной конфигурации позволяет рассчитывать "энергетическую функцию" водосбора, которая отражает особенности структуры речной сети и, следовательно, геолого-тектонических условий в бассейне [Гарцман, Галанин, 2011].

6.3. Дискретность. Поскольку время и пространство геосистемы с позиций влагооборота задается заменами ее элементов, то вместе с дискретностью самих элементов дискретным оказывается также ход времени и протяженность пространства. При этом степень дискретности

пространственно-временной шкалы (обусловленной строением системы) зависит от выбора глубины эталонного уровня *пространствовремяопределения*. Выбор глубинных, универсальных шкал измерения пространства-времени геосистем приводит к резкому снижению степени его дискретности. Тем более, стремление к дифференциальным уравнениям движения предполагает оперирование непрерывными величинами. По мнению А.П. Левича, смягчение утверждений о дискретности пространства-времени находит свои корни в размытых представлениях о жесткой дискретности самих систем.

7. Принцип унификации изменчивости. Описать изменчивость геосистемы – значит, отыскать уровень, на котором происходят замены субэлементов (предэлементов) системы. Качественная специфика изменений описывается принадлежностью замен субэлементов различным компонентам пирамиды времени и пирамиды пространства [Левич, 1986, с. 179-180]. Замены субэлементов приводят к смене элементов – к трансформации системы. Если приток атмосферной воды на «сухой» водосбор запускает процесс стокоформирования, то следует говорить о смене формы, модели бассейна – от состояния, описываемого моделью Склон, до состояния МРБ. Если приток воды недостаточен для этого, то он может вызвать изменения лишь на низких иерархических уровнях данной геосистемы, например, заполнить зону задержания осадков или часть капиллярных пор почвы, обеспечив некоторый дополнительный объем эвапотранспирации, не изменив состояния бассейна.

8. Принцип унификации движения. В точном смысле влагооборот в геосистеме как ее специфическое движение – основной процесс замены ее элементов, ее водно-тепловая трансформация. Движение в силу принципа иерархичности оказывается многоуровневым понятием. Движение на фиксированном уровне подразумевает движение на всех предшествующих уровнях.

9. Принцип локализации. Принадлежность элементов типа i в геосистеме, изучаемой с точки зрения влагооборота, можно рассматривать как локализацию этой системы на уровне i . Тогда замена элементов типа i задает движение системы на уровне i . Количество элементов геосистемы, замененных при переходе из одного водно-теплого состояния в другое, может рассматриваться как аналог расстояния и отрезка времени между водно-тепловыми состояниями геосистемы.

10. Принцип конвенционализма. Выбор пространственных и/или временных «измерений водного мира / круговорота воды» среди уровней строения геосистемы определяется договоренностью между исследователями. Уровень естественной иерархии, используемый для локализации объекта, играет роль пространственного измерения мира объекта; уровень – носитель эталонных часов – может рассматриваться как временное измерение. При этом элементы раз-

личных уровней имеют различающиеся по отношению к исследуемой геосистеме собственные специфические времена и собственные специфические пространства.

11. Существует глубокое соответствие между описаниями явлений влагооборота на языке колебаний (частот) и языке замены – «рождения» и «уничтожения» – частиц (метод вторичного квантования при описании физических полей) [Френкель, 1949; Левич, 1986, с. 185]. В некоторых публикациях [Шамов, 1993, 1994а] нами показан анализ и приложения такого соответствия. Также в связи с этим см. Приложение 1.

С учетом изложенного, очевидно, имеет смысл ввести понятие о мировой линии влагооборота – своеобразной *линии «мира воды»*¹⁶. Тогда разность во времени – временная динамика – между двумя точками пространства-времени A и B – геосистемами в различных водно-тепловых состояниях – зависит от выбора линии «мира воды», соединяющей эти точки, и дается интегралом вдоль «водно-мировой» линии:

$$\tau = \int_A^B ds. \quad (1 \text{ прил. 2})$$

Везде вдоль допустимой, т.е. временноподобной, водно-мировой линии $ds^2 \geq 0$, так что τ оказывается действительным параметром. Величина τ определяет интервал *собственного* времени между событиями A и B по измерению часами, мировая линия которых совпадает с данной кривой [Пенроуз, 1972]. Иными словами, одни формы влагооборота *измеряются* другими формами влагооборота – логично предположить, что более простыми и исторически предшествующими измеряемым. Например, годовой водный цикл, – в общем случае не равный 365 дням, как земной астрономический год, – измеряется синоптическими «часами» – количеством синоптических циклов, в общем случае не равных строго 7, 8 или 10 суткам.

Если полагать справедливым существование группы Лоренца (совокупности всех линейных преобразований, удовлетворяющих уравнению 1 прил. 2) применительно к явлениям влагооборота, то, согласно В. Паули [1991], теория инвариантов этой группы допускает геометрическое представление и оказывается естественным обобщением обычного векторного и тензорного исчисления на случай 4-мерного многообразия.

Так как собственное время влагооборота – понятие, зависящее от пути, то «геодезическую» кривую следует определить как *экстремальный* (кратчайший) путь движения воды в произвольной насыщаемой среде.

¹⁶ Траектория движения объекта в объединенном физическом пространстве-времени получила название мировая линия [Паули, 1991].

Приложение 3. Вещественные циклы в географической оболочке: элементы системной теории

Обобщая изложенное в главах 1 – 4 диссертации и опираясь на эвристику современных физических концепций (приложения 1 и 2), можно вывести ряд элементов теории вещественных циклов на примере приверхностных влагооборотов – водных циклов различного масштаба.

1. Прежде всего, следует указать теоретические ограничения области исследуемых явлений «снизу» и «сверху» – со стороны подсистем и со стороны надсистем влагооборота в данной геосистеме.

Обратимся к рассуждениям Р. Пенроуза [1972], включая в них наши комментарии: «... было бы уместно спросить, обладает ли на самом деле пространство-время однозначно и последовательно псевдоримановой (лоренцевой) структурой. Это зависит от существования в природе точных часов, от того, ведут ли себя такие часы локально по законам специальной теории относительности (СТО), и от того, будут ли двое совмещенных друг с другом часов иметь одинаковый ход, независимо от выбора места и от их прошлой истории. По-видимому, факт существования точных часов теснейшим образом связан с квантовой природой материи (влагооборота – *В.Ш.*). В конечном счете, это сводится к тому, что любой массе m соответствует (через постоянную Планка h) некоторая естественная частота ν , поскольку из эйнштейновского закона для массы и энергии $E = mc^2$ и формулы Планка $E = h\nu$ (если взять систему единиц, в которой скорость света $c = 1$), получим $\nu = m/h$. Поэтому каждая фундаментальная частица (в нашем случае геосистема – *В.Ш.*) задает некую шкалу времени, связанную с ее собственной массой покоя m . Эту шкалу можно представить себе как последовательность «меток» времени вдоль мировой линии частицы (геосистемы – *В.Ш.*), которые, по определению, отстоят друг от друга на ν^{-1} . Так определяется интервал ds вдоль мировой линии частицы (геосистемы – *В.Ш.*), а если допустить изменение мировой линии, то мы получим ds для *любого* временноподобного интервала. Отсюда следует вывод о псевдоримановой структуре пространства-времени, поскольку СТО локально справедлива с чрезвычайно высокой степенью точности. Наконец, представляется, что получаемая псевдориманова структура не зависит от выбора частицы (геосистемы – *В.Ш.*), используемой для ее определения. Это объясняется тем, что, по-видимому, отношения масс различных элементарных частиц (геосистем – *В.Ш.*) являются строго определенными и не зависят от положения частиц (геосистем – *В.Ш.*) в пространстве-времени или от их историй» [с. 23-24].

Далее: «...Я лично считаю, что между квантовой теорией и ОТО существует глубокая

связь, и было бы ошибкой пытаться строить эти теории в отрыве друг от друга»¹⁷ [Пенроуз, 1972, 28 с.].

А.П. Климец в своих работах уделил этой связи особое внимание, показав, что отрыва понятия "время" от его материальных носителей при распаде элементарных частиц не существует. Для этого достаточно предположить наличие структуры у микрообъектов, взаимодействующей при помощи *безмассовых, безвещественных* сигналов [Климец, 1997а; 1997б]. Предельная скорость передачи сигнала предполагает дискретность вещества (водных масс, любого вещества), обусловленных их несплошным диспергированием в *иной, отличной от этого вещества* среде.

2. Существует ли устойчивая связь между оптимальными интервалами замыкания ВБ геосистем? Более строго: Обладает ли на самом деле пространство-время водной оболочки однозначно и последовательно псевдоримановой – лоренцевой – структурой? (вопрос, аналогичный вопросу, заданному Р. Пенроузом [1972] применительно к физическому пространству-времени).

Очевидно, эта связь между существованием точных часов и квантовой природой влагооборота вытекает из невозможности построения любых часов без затрат массы-энергии. Известные часовые механизмы – песочные часы, клепсида, пружинные, кварцевые и др. – основаны на дозированном расходе какого-либо вещества, либо энергии заложенного в них источника.

В связи с этим уместно проанализировать рассуждения И.М. Галицкого [1992]. Влагооборот в геосистеме моделируется нами, прежде всего, в виде движущейся точки (Г-частицы). Это вытекает из обозначенной выше идеологии. Более того, благодаря такой интерпретации *точечной модели* может получить развитие целый ряд интересных следствий.

В основе построений И.М. Галицкого лежит постулируемое им тождество времени и массы (по А.П. Левичу [1986], тождественны метаболическое время системы и ее масса). Мы попытаемся «вывести» эту посылку, то есть обосновать ее в контексте собственных построений.

Понятие времени в классической механике логично понимать как «лишь более или менее точную практическую реализацию математического времени классической физики» [Галицкий, 1992, с. 83]. Развитие неклассической физики показало, что время может определяться лишь локально: оно зависит от состояния движения и от положения часов по отношению к наблюдателю [Каллендер, 2010]. Здесь появляется понятие локального, собственного времени,

¹⁷ В связи с этим интересны публикации И.М. Галицкого [1992].

интервал которого $d\sigma$ вычисляется по формуле

$$d\sigma = ds/c, \quad (1 \text{ прил. 3})$$

где ds – инвариантный интервал в пространственно-временном континууме (формула 1 прил. 3), c – предельная интенсивность изменения заданной системы (в физике, напомним, это скорость света).

Понятно, что снятие предела интенсивности изменения ($c = \infty$) означает, что интервал локального времени обнуляется, т.е. любое изменение происходит мгновенно, не уловимо для наблюдателя. Последнее обстоятельство применительно к миру воды означало бы перманентную однородность водных масс и мгновенную, неуловимо быструю «ликвидацию» всякой неоднородности. Иными словами, вода в природе существовала бы в, например, в форме только озер или рек, прочие формы существования были бы «запрещены» условием $c = \infty$.

Локальность времени указывает на то, что «существует столько же времён, сколько существует движений и точек пространства. При этом различные локальные времена являются временами в математическом смысле, точно соответствующие постулатам об инвариантности законов динамики и неизменности скорости света (читай: интенсивности изменения геосистемы – В.Ш.) при переходе от одной галилеевой системы отсчета к любой другой галилеевой системе» [Галицкий, 1992, с. 84].

Если наблюдатель со своей системой отсчета вдруг начинает двигаться вместе с изменением самой системы, то это изменение начинает носить «штучный», то есть дискретный, квантовый характер (см. выше приложение 1).

Ярким примером здесь могут служить атомные часы, когда число радиоактивных атомов в них уменьшается до нескольких сотен. Время, определяемое с помощью таких «истощенных» атомных часов, будет испытывать нерегулярные флуктуации по отношению к обычному классическому времени, связанному с астрономическими циклами. Согласно четвертому соотношению неопределенности Гейзенберга, по самой природе вещей невозможно точно узнать момент, когда именно происходит изменение. Законы больших чисел перестают работать. Понятие момента времени оказывается как бы «затушеванным»: невозможно строго определить понятие одновременности между двумя квантовыми явлениями или между квантовым явлением и явлением, описываемым в системе отсчета, движущейся существенно медленнее изменения заданной системы. Неопределенность, нечеткость, неточность нарастает, когда для описания изменения системы мы используем часы с разреженной шкалой, то есть очень небольшим набором изменений, относительно которых происходят интересующие нас изменения. По сути, мы погружаемся в квантовый мир.

3. Вновь обращаясь к исследованиям А.Н. Вяльцева [1965] и обобщая его построения, мы определяем физический смысл минимальных пространственно-временных интервалов заданной системы следующим образом:

1) как естественную границу области, в которой законы движения этой системы теряют силу, уступая место качественно *иным* законам; иными словами – как границу теории заданной системы;

2) как нижнюю границу экспериментальных измерений заданной системы, за которой измеряется уже нечто *другое*, подсистема, нежели эта система;

3) как максимум возможных изменений значений характеристик заданной системы (прежде всего частоты собственных колебаний, тесно связанных с собственной энергией системы), за пределом которого изменения касаются *иных* систем – опять же подсистем.

Здесь нужно подчеркнуть то, что мы не используем непосредственно устоявшиеся в физике понятия микромира и макромира. Мы расширяем семантику этих понятий, подчеркивая их относительность – появление их в зависимости от соотношения движений (изменений) исследуемой системы и системы отсчета. Иными словами, квантовый мир можно «увидеть», не прибегая к физическому сверхсильному микроскопу. Микроскоп, образно говоря, содержится в голове наблюдателя. Подробнее с обоснованием этих рассуждений читатель может ознакомиться в наших статьях [Шамов, 1993, 1994а, 1998, 1999в; Shamov, 2003] и монографии [Шамов, 2006]. Здесь же мы ограничимся указанием на то, что любой квантовый мир проявляется при задании дискретности – «включении» внутреннего сверхсильного микроскопа, действие которого основано на принятии в расчет ограничений сверху – в форме предельной максимальной интенсивности изменения системы, c , – и снизу – в форме минимально различимой интенсивности ее изменения, h .

Любая геосистема в таком мире подчиняется квантово-релятивистскому закону, связывающему количество вещества m (например, воды в геосистеме) с частотой качественного изменения рассматриваемой системы ν , например, переворачиваний песочных часов или пополнения водяных часов (клепсидры) водой:

$$m \cdot c^2 = h \cdot \nu. \quad (2 \text{ прил. } 3)$$

Отметим, что h/mc – не что иное как элементарный шаг на пути собственного движения (изменения) геосистемы – вдоль линии водного цикла (аналогия с мировой линией электрона [Вяльцев, 1965]).

Уточняя выводы И.М. Галицкого [1992], вытекающие из приведенного выше равенства (2 прил. 3), следует сказать, что универсальные часы (системы отсчета), которые удовлетворяли бы условиям работы, как в макромире, так и в микромире, должны отвечать следующим требо-

ваниям:

- они должны иметь постоянную «пропускную способность», c (в песочных часах: размер проходного отверстия для перетекания песка; в водяных часах: размер водосливного отверстия);

- они должны отсчитывать равнозначные единицы вещественного времени, h (в песочных часах: одинаковые размеры песчинок; в водяных часах: физическая однородность водной массы, или одинаковые кластеры молекул воды);

- количество (частота) качественных изменений системы-часов должна быть равным количеству единиц вещественного времени (в песочных часах: число переворачиваний должно быть равным числу проходящих через заданное отверстие песчинок; в клепсидре: количество выливаемых ведер, стаканов, молекул воды равно количеству пополняемых).

4. Итак, возвращаясь к рассуждениям проф. Р. Пенроуза, мы можем в принципе наблюдать, как любой массе соответствует некоторая *естественная* частота. Иными словами, любой геосистеме, рассматриваемой с точки зрения движения той или иной вещественной массы (в нашем случае – воды), соответствует некоторое количество ее трансформаций, отображений. В предельном случае можно выявить как минимум одно качественное состояние геосистемы, *естественно* обусловленное определенным уровнем содержания воды в ней. Совокупность выявленных качественных состояний геосистемы – по сути ее инвариантно-генетическая последовательность, ИГП – формирует квантовую шкалу собственного пространства-времени данной геосистемы, закономерно связанную с ее водонасыщенностью – массой воды.

Нужно подчеркнуть, что в рассматриваемом контексте любая система-часы рассматривается как масс-осциллятор, то есть излучатель массы-энергии. Уравнение (2 прил. 3) связывает количество внутренней энергии такого излучателя и количество излучаемой энергии. Любая же измеряемая система характеризуется ростом внутренней энергии при поглощении энергии внешнего воздействия (движение системы по линии ее ИГП), то есть в эволюционном смысле выступает как «масс-антиосциллятор».

В уравнении (2 прил. 3) в этом случае правая часть сменяет знак на противоположный. Тогда после несложных преобразований с учетом того, что частота есть величина, обратная времени, интервал собственного времени системы Δt прямопропорционален изменению ее массонасыщенности Δm :

$$\Delta t = h \cdot \Delta m / m^2 \cdot c^2 \quad (3 \text{ прил. 3})$$

Таким образом, геосистеме, как и в любой системе, обладающей единичной массой и характеризующейся предельными («снизу» и «сверху») единичными интенсивностями изменения,

течение локального времени численно равно насыщению системы веществом, в нашем случае – водой. Более того, если не принимать в расчет конечность величин h и c , то последнее выражение теряет смысл, при этом Δt устремляется к нулю. Это в принципе означает «исчезновение» локального времени при *сужении* средств описания системы до чересчур частых измерений и узко-физических их интерпретаций в терминах теории поля. Время системы при этом становится классическим ньютоновским, т.е. привычно абсолютным, а анализ превращается в сложный анализ физического движения воды в отдельных звеньях влагооборота (физика почвенных вод, гидродинамика подземных вод, динамическая метеорология, гидродинамика речного потока...).

Обращает также на себя внимание, что согласно приведенному уравнению чем «тяжелее» рассматриваемая система, тем меньше интервал ее собственного времени, отвечающей одному и тому же изменению ее массы, то есть по мере «взросления», насыщения водой геосистемы уменьшается ее изменчивость.

Предварительная оценка величины h применительно к глобальному влагообороту может быть получена по формуле (3 прил. 3) с учетом того, что параметр частоты – величина, обратная периоду (циклу) влагооборота. Минимально различимая масса воды в гидросфере – масса молекулы воды согласно модели «гидрофлуктуона» в разделе 3.1.7 – равна $3 \cdot 10^{-26}$ кг. Минимальное время обращения воды в гидросфере примем равным времени элементарного (молекулярного) свободного водообмена в атмосфере – в рамках динамики «гидрофлуктуона». Данный период времени равен в верхнем пределе 1 с. Диапазон изменения величины c примем равным 0,001–0,008 м/с (см. раздел 3.2).

Несложные расчеты дают для глобального влагооборота *наибольшую* оценку величины h , изменяющейся в пределах $(3 \div 192) \cdot 10^{-32}$ (в среднем $\sim 75 \cdot 10^{-32}$) кг·м²/с.