

На правах рукописи



Копысов Сергей Геннадьевич

**ЛАНДШАФТНАЯ ГИДРОЛОГИЯ ГЕОСИСТЕМ
ЛЕСНОГО ПОЯСА ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ**

25.00.23 – Физическая география и биогеография, география почв
и геохимия ландшафтов

Автореферат

диссертации на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Томск 2005

Работа выполнена в лаборатории экологии и бонитировки почв Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск)

Научный руководитель:
доктор биологических наук,
в.н.с. Росновский Иван Николаевич

Официальные оппоненты:
доктор географических наук,
доцент Севастьянов Владимир Вениаминович

кандидат географических наук,
н.с. Савичев Олег Геннадьевич

Ведущая организация:

Институт водных и экологических проблем СО РАН (г. Барнаул)

Защита состоится 28 июня 2005 года в 16 ч 30 мин на заседании диссертационного совета Д 212.267.15 при Томском государственном университете по адресу: 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, ауд. 245.

С диссертацией можно ознакомиться в Научной библиотеке Томского государственного университета

Автореферат разослан: « ___ » мая 2005 года

Ученый секретарь диссертационного совета,

кандидат географических наук



Т.В. Королёва

5. Для почв Актру увеличение наименьшей влагоёмкости при увеличении атмосферного давления на 4 мб в среднем составляет 1% (min 0.2%; max 1.8%)

6. В результате формирования почвенного покрова после отступления ледника поверхностный сток почти полностью трансформируется во внутрипочвенный сток.

7. Коэффициент стока воды с лесных геосистем субальпийского пояса Центрального Алтая близок к значению 0.6.

По материалам диссертации были опубликованы следующие работы:

1. Вершинин Д.А., Копысов С.Г., Лещенко П.Н. Результаты исследования расходов влекомых наносов для рек с гравийным руслом (на примере р. Томи) // Вестник Томского государственного университета, 2001. - № 274. - с. 114-117.

2. Копысов С.Г. Определение экологически безопасных значений коэффициента фильтрации почв Семинского хребта Горного Алтая // Геоэкологические проблемы почвоведения и оценки земель: Тез. докл. Томск: Изд-во ТГУ, 2002. С. 59-60.

3. Росновский И.Н., Копысов С.Г. Стокоформирующие комплексы и их связь с почвами и структурой почвенного покрова // Геоэкологические проблемы почвоведения и оценки земель: Тез. докл. Томск: Изд-во ТГУ, 2002. С. 335-336.

4. Копысов С.Г. Изменение условий формирования стока на моренных комплексах // Проблемы гляциогидроклиматологии Сибири и сопредельных территорий: Материалы научной конференции. Томск: Изд-во ТГУ, 2002. С. 59-60.

5. Росновский И.Н., Копысов С.Г. Внешние воздействия и типы устойчивости почв // Устойчивость почв к естественным и антропогенным воздействиям: Тез. докл. М.: Почвенный институт им. В. Докучаева, 2002. С. 11-12.

6. Росновский И.Н., Копысов С.Г. Методологический подход к изучению устойчивости почв к тепловым воздействиям // Вестник Томского государственного университета (приложение), 2003. №3 (IV) С. 285-287.

7. Росновский И.Н., Кулижский С.П., Захарченко С.В., Копысов С.Г. Моделирование влияния антропогенных воздействий на водный режим лесных почв // Вестник Томского государственного университета, 2003. П. 8. С. 191-197.

8. Копысов С.Г. Критерии устойчивости гидроклиматической роли экосистем // Молодежь и пути России к устойчивому развитию: Тез. докл. Красноярск: Изд-во ИФ СО РАН, 2003. С. 105-106.

9. Kopysov S.G., Rosnowskij I.N. Ecological Hydro-Climatic Stability Model of Hydrologically Similar Units // EESFEA-2003. Tomsk, 2003. №2. P 155-156.

10. Давыдов В.В., Копысов С.Г. Эдафические условия произрастания кедровых лесов в субальпийском и подгольцовом поясе Алтая // Проблемы Кедр. В.7. Томск, 2003. С. 48-55.

11. Копысов С.Г., Росновский И.Н. Эколого-гидро-климатическая модель устойчивости стокоформирующих комплексов как основа экологического нормирования // материалы конференции ENVIRONMENTIS-2004. Томск: ИМКЭС СО РАН, 2004. С. 97.

12. Копысов С.Г., Росновский И.Н. Использование точного уравнения связи водного и теплоэнергетического баланса для экологического нормирования // Александр фон Гумбольдт и проблемы устойчивого развития Урало-Сибирского региона: Тез. докл. Тюмень: ИЦП «Экспресс», 2004. С. 277-279.

13. Росновский И.Н., Шепелев А.И., Копысов С.Г. Прогноз изменения водного баланса лесных экосистем севера Западной Сибири при лесозаготовках // Северный регион: наука, образование, культура №3(9). Сургут: СурГУ, 2004. С. 38-43.

Бассейн реки (водосбор) - это система различных по структуре и функциям ландшафтных образований, объединенных в ландшафто-гидрологическую систему. Эта система образована путем переплетения морфологической и каскадной систем. Связующим звеном для этих систем является фильтрационная способность почв, которая одновременно служит морфологическим свойством склона и пороговым регулятором в каскадной гидрологической системе бассейна реки. Таким образом, между географическим строением бассейна и функционированием гидрографической сети существует тесная связь. В связи с этим для обоснованного анализа закономерностей водного режима и баланса бассейна и их устойчивости необходимо исследование связи выше названных характеристик с геоморфологическим положением бассейна и структурой его почвенного покрова и почвами, являющимися своеобразными гидротрансформаторами поверхностного стока (Росновский, 1998).

Актуальность предлагаемой работы как раз и вызвана тем, что существование на определенном участке конкретного ландшафта водосбора во многом обусловлено количеством и степенью соразмерности тепла и влаги на нём. Именно поэтому А.А. Григорьев считал, что задача географии заключается в изучении характерных для каждой типичной физико-географической зоны системы балансов вещества и энергии.

Наиболее перспективным направлением в изучении влияния факторов подстилающей поверхности на сток воды и "тепла", является не столько сопоставление стоковых данных парных объектов, как это часто встречается в гидрологических исследованиях, а детальное моделирование элементов теплового и водного балансов, и их соотношения для различных геосистем водосборов или, иначе говоря, стокоформирующих комплексов.

Цель. Основной целью данной работы является создание для лесного пояса Центрального Алтая обоснованной физико-математической модели ландшафтных процессов водообмена в единстве с энергообменом (на примере бассейна р. Актру).

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

- обоснование особенностей формирования водного и теплового балансов ландшафтов горно-лесного пояса;
- определение количественных характеристик почвенного и растительного покрова изучаемого района и их взаимосвязи;
- выявление влияния высоты расположения геосистем на гидрофизические свойства входящих в них почв;
- объединение на основе уравнения взаимосвязи теплоэнергетического и водного балансов В.С. Мезенцева в единое целое методик, описывающих ход отдельных гидроклиматических процессов и использующих при этом приемлемый минимум характеристик почвы и растительности, т.е. разработка физико-математической модели формирования водно-теплового баланса исследуемых ландшафтов;
- оценка влияния сукцессий растительного покрова и процессов антропогенеза на формирование водно-теплового баланса исследуемых ландшафтов.

Объекты и методы исследования. В качестве объекта исследований была выбрана верхняя часть лесного пояса горно-ледникового водосбора Актру, расположенного в Центральном Алтае и наиболее изученного в метеорологическом и гидрологическом плане

по сравнению с соседними водосборами (М.В. Тронов, Н.И. Белова, В.В. Севастьянов, Ю.К. Нарожный, Н.Х. Лупина и др.). Работа проводилась на пробных площадях, заложенных в 1999 и 2003 годах ФИЛ СО РАН, а в 2002 году на молодых моренах Малого Актру с учётом датировок отступления ледника.

При определении количественных характеристик почвенного покрова использовался метод почвенных монолитов (Агрофизические методы ..., 1966) и расчётные методы для определения удельной поверхности, водно-физических и тепловых характеристик почвы (Мичурин Б.Н. и Лытаев И.А., 1967; Чудновский А.Ф., 1959; Росновский И.Н., 1993, 2001).

Научная новизна работы заключается в том, что впервые в практике моделирования геосистем использовано уравнение связи теплоэнергетического и водного балансов В.С. Мезенцева, а также разработана методология его применения для описания ландшафта (в целях экологии и физической географии). Это позволяет вести рассмотрение теплового и водного балансов в тесной взаимосвязи между собой с учётом минимума количественных характеристик наземного растительного покрова и почвенных горизонтов экосистем различных ландшафтов. Что впервые позволило рассчитать для Центрального Алтая ряд микроклиматических и гидрологических показателей. Кроме того впервые экспериментально доказано влияние высоты местности, а следовательно, атмосферного давления на основные гидрофизические свойства горных почв. Также показано, что сукцессии растительного покрова (как естественные, так и антропогенные) значительно изменяют структуру и величину водного баланса горных ландшафтов.

Положения, выдвигаемые на защиту:

1. Разработанная эколого-гидро-климатическая модель устойчивости стокоформирующих комплексов доказывает, что точное уравнение связи теплового и водного балансов В.С. Мезенцева (1973) наиболее перспективно для построения математических моделей гидроклиматической роли геосистем в ландшафте.

2. При определении водно-физических свойств почв горных ландшафтов необходимо учитывать атмосферное давление (высоту местности), так как его изменение влияет на их величину и, следовательно, на перераспределение стока в ландшафтах.

3. Антропогенные воздействия на геосистемы, также как и естественные сукцессии растительного и почвенного покрова приводят к существенному изменению гидроклиматической роли геосистем Центрального Алтая.

Практическая значимость, заключается в том, что предлагаемая в работе эколого-гидро-климатическая модель, реализованная в виде программы в Visual Basic, позволяет осуществлять на уровне фаций прогноз гидроклиматических последствий сукцессий растительности, антропогенных воздействий и климатических колебаний. Модель может служить для целей экологического нормирования механических воздействий на экосистемы, а также позволяет определять пределы существования экосистем любого типа ландшафтов. Полученные материалы могут быть полезны при чтении курсов лекций по гидрологии, физической географии, физике и географии почв. Часть полученных материалов уже используется при чтении курса «Системный анализ и математическое моделирование процессов в почвах» студентам БПФ ТГУ.

В среднем за год испарение с верхней части лесного (субальпийского) пояса бассейна Актру составляет 275 мм, а суммарный сток 314 мм в год. Учитывая, что норма измеренных осадков 545 мм (без конденсации составляющей 44 мм), то среднегодовой коэффициент стока воды получается равным 0.58. В целом, для всей верхней части горно-ледникового бассейна Актру выше ГМС его величина оценивается в пределах 0.7-0.8 (Комлев, 1962; Тронов, 1965).

Кедровник мохово-ягельно-травяный на СЗ склоне крутизной 25°
Кедровник кустарниково-зеленомошно-разнотравный на ЮВ склоне крутизной 20°

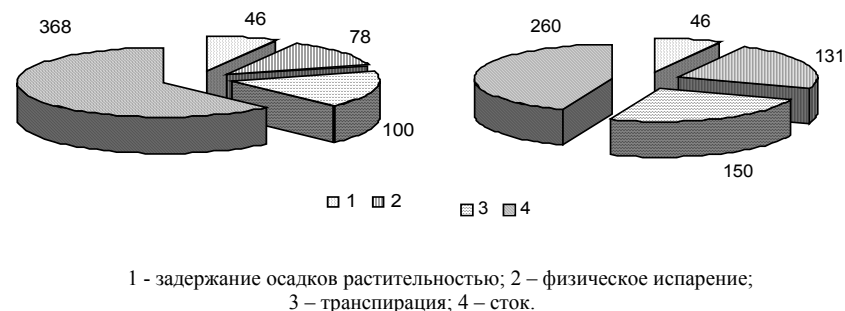


Рис. 7. Структура водного баланса (мм) наиболее характерных геосистем лесного пояса

Таким образом, проведенное нами моделирование показало, что в исследуемом районе структура теплового и водного балансов зависит не только от условий инсоляции и атмосферной циркуляции, но также может меняться в результате антропогенных механических воздействий на геосистемы и естественных сукцессии растительного и почвенного покрова. Что особенно заметно, если возникают условия для поверхностного стока.

Выводы:

1. Тепловой и водный баланс территории неразрывно взаимосвязаны между собой единым элементом – суммарным испарением. Поэтому в основе моделирования гидроклиматической роли геосистем должно лежать уравнение связи теплового и водного балансов.
2. Для практического применения уравнения связи теплового и водного балансов приходится производить оптимизацию температуры деятельной поверхности, начальной влажности и мощности слоя теплообмена.
3. За условие выхода из цикла оптимизации температуры деятельной поверхности, исходя из диалектического понимания мира, следует принять минимум разности двух противоположно направленных процессов.
4. Предлагаемая эколого-гидро-климатическая модель правильно отражает динамику процессов в геосистемах, а потому может послужить основой для прогноза изменения геосистем, а значит и определения допустимых нагрузок на них.

поверхностного стока между молодыми (2-5 лет) и старыми участками (100-130 лет), составляет 249 мм, что примерно соответствует разнице в количестве внутрипочвенного стока (268 мм) между ними же. Увеличение внутрипочвенного стока на старых участках подтверждается формированием почвенного горизонта над слабо проницаемой материнской породой, в котором в результате выноса мелких частиц явно преобладают камни над мелкоземом.

За счёт меньшей отражательной способности старых участков морен и меньшего излучения земной поверхности вследствие более низкой температуры имеет место большая эффективность использования солнечного излучения старыми залесёнными участками. Так, рассчитанный радиационный баланс в среднем за год для молодых участков составляет 1.26 МДж/сут, а для старых 2.56 МДж/сут.

Исследуемый район подвергается существенной туристической нагрузке, приводящей к изменению свойств почвы. Наиболее сильно (в 16 раз) уменьшается коэффициент фильтрации на тропях, где даже может происходить вымывание мелкозема за счёт поверхностного стока. На туристической стоянке в реликтовом кедровнике фильтрационная способность и плотность (по данным 2001 года) ещё не достигли своего предела, но в дальнейшем следует ожидать полное уничтожение дернового горизонта. В тоже время наименьшая влагоёмкость уже возросла на 31% по сравнению с контрольной.

Несмотря на то, что почвы бассейна Актру содержат достаточное количество питательных веществ, древесная растительность из-за низкого температурного режима развивается замедленно (Давыдов и Копысов, 2003). Так по результатам моделирования на верхней границе леса в июле лишь на 1.5°C превышает температурный предел пожелтения лиственницы. Очень большое значение для сохранения тепла почвогрунтом имеет снежный покров: в январе разница между температурой поверхности снега и лесной подстилки под ним достигает 18°C. Подстилка летом уменьшает прогрев почвы на 1-1.5°C, а зимой из-за большой влажности всего на 0.5°C.

Величина испарения в ландшафте существенно меняется в зависимости от экспозиции склона (рис.6). Наибольшая величина испарения наблюдается в июне, когда наблюдается максимум в приходе солнечной энергии.

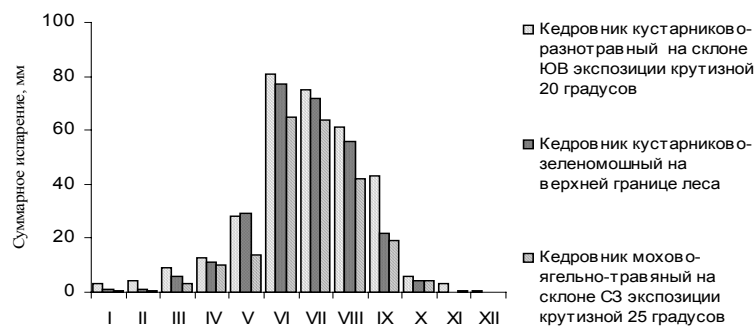


Рис. 6. Годовой ход суммарного испарения с геосистем лесного пояса

Апробация результатов. Основные положения данной работы докладывались и обсуждались на межлабораторных семинарах Филиала института леса и Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, различных конференциях российского и международного уровня: «Международной конференции по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды ENVIROMIS-2004» (Томск, 2004), «Международной конференции по геоэкологическим проблемам почвоведения и оценки земель» (Томск, 2002), «Научно-практической конференции по проблемам гляциогидроклиматологии Сибири и сопредельных территорий» (Томск, 2002). Всего по материалам диссертации опубликовано 11 печатных работ.

Объем и структура диссертации. Диссертация изложена на 150 страницах машинописного текста, содержит 30 таблиц, 10 рисунков и состоит из введения, 5 глав, выводов и 3 приложений. Список литературы включает 163 названий.

Глава 1. ГИДРОЛОГИЯ ГЕОСИСТЕМ: ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ПРОБЛЕМЫ

Общезвестно, что основная роль в формировании водного баланса территории принадлежит климату, но нельзя забывать и о других местных факторах, что хорошо показал М.И. Львович (1971) на своей схеме (рис.1). Как видно из неё в основе многофакторного процесса формирования стока воды в географическом ландшафте, лежит взаимодействие дождевых и талых вод с почвенно-растительным покровом (Виноградов, 1988). Поэтому, только изучение почвенного и растительного покрова позволяет подойти к оценке водного баланса и стока той или иной географической зоны, путем синтеза водных балансов внутризональных единиц бассейна данной реки (Басс, 1963).

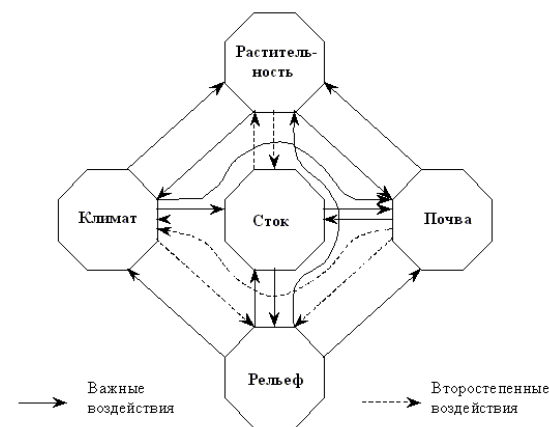


Рис. 1. Схема взаимосвязи стока воды с основными физико-географическими факторами

Рассчитанная среднегодовая температура поверхности склонов субальпийского пояса

Экспозиция	Крутизна склона в градусах						
	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°
Склоны без леса							
С	-4,2	-4,3	-4,4	-4,7	-4,9	-5,0	-5,1
СВ, СЗ	-4,2	-4,3	-4,3	-4,5	-4,6	-4,6	-4,6
В,З	-4,2	-4,2	-4,2	-4,2	-4,1	-4,0	-3,9
ЮВ, ЮЗ	-4,2	-4,2	-4,1	-4,0	-3,9	-3,8	-3,7
Ю	-4,2	-4,1	-4,0	-3,8	-3,7	-3,6	-3,5
Под пологом кедрового леса ($LAI = 4 \text{ м}^2 / \text{м}^2$)							
С	-5,5	-5,5	-5,6	-5,6	-5,7	-5,7	-5,8
СВ, СЗ	-5,5	-5,5	-5,5	-5,6	-5,6	-5,6	-5,7
В,З	-5,5	-5,5	-5,5	-5,5	-5,4	-5,4	-5,4
ЮВ, ЮЗ	-5,5	-5,5	-5,4	-5,4	-5,3	-5,3	-5,3
Ю	-5,5	-5,4	-5,4	-5,3	-5,3	-5,2	-5,2

Элементарной ячейкой любого водосбора является стокоформирующий комплекс (СФК) – т.е. участок территории водосбора, в пределах которого геоморфологические, растительные и почвенные условия можно считать однородными. В этом смысле стокоформирующий комплекс практически точно соответствует понятию фации, элементарного почвенного ареала, биогеоценоза и т.д.

Исходя из этого, любой водосбор можно представить как последовательную систему из стокоформирующих комплексов, осуществляющую перенос энергии и вещества в виде поверхностного и грунтового стока, а также приземного влагопереноса. Это позволяет описывать водосборы перечнем составляющих его стокоформирующих комплексов с указанием их относительной площади (Басс, 1963; Виноградов, 1988).

Для стокоформирующих комплексов любого географического подразделения ведущими являются вертикальные потоки воды и тепловой энергии, поэтому необходимо учитывать их вертикальную структуру, представляющую собой набор емкостей соответствующих горизонтам геосистем, которые количественно описываются рядом физических и геометрических параметров. В этом случае возможно создание математических моделей для целей гидрологии геосистем.

Гидрология геосистем как самостоятельный раздел науки находится на стыке нескольких отраслей знания: физической географии, гидрологии, экологии, почвоведения. Под гидрологией геосистем мы понимаем раздел науки, занимающийся проблемами перераспределения влаги в геосистемах и их компонентах, а также их влиянием на водный режим и баланс водосбора.

Гидрология геосистем должна стать одной из основ для экологического нормирования территории, четких научных проработок которого, к сожалению, до сих пор не существует. Отсутствие такой основы объясняется в первую очередь отсутствием приемлемых комплексных моделей количественного прогноза изменений тепловлагообмена в геосистемах. Данное утверждение подтверждается следующими фактами, имеющими место в большинстве современных моделей:

1. Невозможность в обозримом будущем обеспечить детальные гидрофизические модели формирования стока необходимой входной информацией, а потому они представляют только научный интерес (Хомяков, Конищев и др., 2000).

2. Использование дифференциальных, а не интегральных балансовых уравнений, что противоречит принципу неопределенности Гейзенберга (Виноградов, 1988; Моисеев, 2001). Так, Ю.Б. Виноградов (1988) считает: “Рассматриваемые дифференциальные уравнения используются не в качестве аппарата, позволяющего описать истинную суть процесса, а только как математическое выражение другого идеализированного процесса, часто только весьма отдаленно напоминающего природное явление, нас интересующее”.

3. Использование для моделирования влагопереноса в корнеобитаемом слое зоны аэрации термодинамического подхода, основывающегося на концепции сплошной среды, что не соответствует природе процесса (Долгов, 1948; Мельникова и Мичурин, 1959; Будаговский, 1964; Аллэр, 1966; Виноградов, 1988; Химин, 1988).

Рассмотрение водного баланса ландшафта осуществляется в отрыве от теплового баланса и наоборот, или в лучшем случае, исходя из подобия механизма атмосферного переноса явного тепла механизму переноса водяного пара. Однако, при отклонении температурной стратификации от безразличной величина коэффициентов турбулентности тепла и влаги не одинакова, но при этом, главным образом в целях упрощения решений,

В исследуемом районе с середины XIX века наблюдается отступление ледников. На освобождающихся участках в процессе сукцессии растительного и почвенного покрова происходит перестройка структуры водного и теплового балансов. Одной из причин этой перестройки является увеличение коэффициента фильтрации (рис. 5).

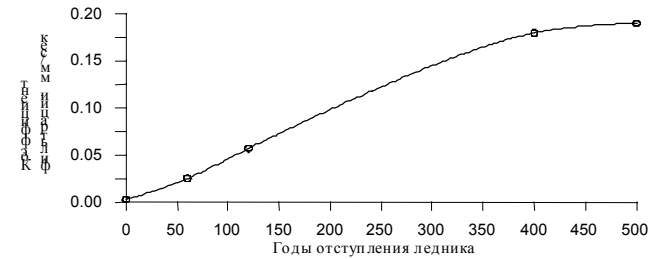


Рис. 5. Увеличение фильтрационной способности почвогрунта на моренных комплексах Малого Актру

В процессе сукцессии, как показывают результаты моделирования, имеющийся на молодых участках поверхностный сток, в основном в период снеготаяния, почти полностью трансформируется во внутрипочвенный сток. Так, различие в количестве

районов точность определения суммарной радиации невелика (рис.4): в целом за год ошибка при расчете годовой суммарной радиации находится в пределах 5%, но за отдельные месяца может превышать 20% по сравнению с данными приведенными в климатических справочниках.

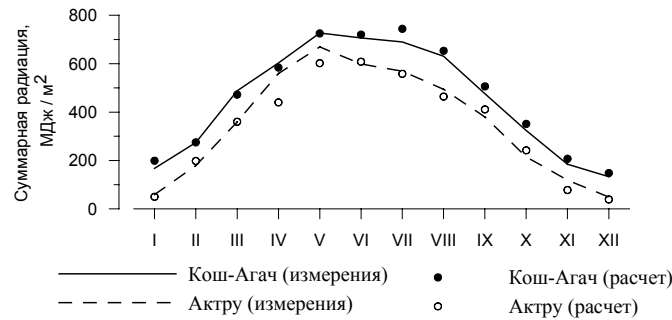


Рис. 4. Сравнение измеренных и рассчитанных сумм суммарной радиации

Сравнение рассчитанных значений элементов теплового баланса за июль-август для ГМС Актру с измеренными в 1971 году (Ледники Актру, 1986) даёт следующие погрешности: радиационный баланс $36 \text{ МДж}/\text{м}^2$, или на 15% больше; турбулентный теплообмен с атмосферой $17 \text{ МДж}/\text{м}^2$, т.е. на 20% меньше; теплообмен с подстилающей поверхностью $28 \text{ МДж}/\text{м}^2$, т.е. на 22% меньше; затраты тепла на испарение $59 \text{ МДж}/\text{м}^2$, т.е. на 55% больше.

Эти расхождения вызваны тем, что период измерений значительно меньше расчётного и характеризуется меньшим на 27% количеством осадков по сравнению с нормой. Кроме того, водный эквивалент годовых затрат тепла на испарение, полученных по нашей модели (276 мм) ближе к величине испаряемости за год (которая для ГМС Актру чуть больше 300 мм). А как известно, в условиях избыточного и достаточного увлажнения величина испарения лимитируется тепловыми ресурсами, а потому затраты тепла на испарение полученные по нашей модели более соответствуют норме испарения.

Учитывая то, что речь идет о применении модели к крайне неоднородным горным условиям, мы считаем погрешности, приведенные выше, приемлемыми. Разработанная нами модель правильно отражает динамику рассматриваемых процессов в геосистемах, а потому может послужить основой для прогноза их изменения, а значит и определения допустимых нагрузок на них.

Влияние инсоляции на температуру почвы имеет большее значение, чем влияние температуры воздуха, поэтому температура воздуха только приблизительно отражает термические условия (Будыко, 1984; Павлов, 1984). О значении условий инсоляции для температурного режима почвы можно судить по расчётной таблице 1. Приведенные в ней данные во многом объясняют, почему геосистемы левобережья Актру на склонах юго-восточной экспозиции, представлены в основном кедровниками кустарниково-разнотравными, а геосистемы правобережья на склонах северо-западной экспозиции, представлены в основном кедровниками мохово-ягельно-травяными.

эти коэффициенты принимаются одинаковыми (Будаговский, 1964). Такой подход, как отмечает М.И. Будыко (1984, с.99), - "... дает лишь дополнительное соотношение при проведении исследований и расчетов, причем независимое от уравнений теплового и водного балансов".

В тоже время, известно, что тепловой и водный баланс ландшафта и экосистемы неразрывно взаимосвязаны между собой единым элементом – суммарным испарением, которое также в значительной мере обуславливает биологический процесс на Земле. Следовательно, как отмечает В.С. Мезенцев (1973), рассмотрение водного баланса в отрыве от теплового баланса может привести к результатам весьма далёким от действительности.

Исходя из выше сказанного, мы считаем, что в основе моделирования гидроклиматической роли геосистем (без которого невозможно экологическое нормирование) должно лежать точное уравнение связи теплового и водного балансов. Вопросы реализации такого подхода рассмотрены ниже.

Глава 2. ТЕПЛОЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В СТОКОФОРМИРУЮЩИХ КОМПЛЕКСАХ

Теплоэнергетические процессы в географических системах полностью характеризуются уравнением теплового баланса, которое более корректно записывать в безразмерном виде (Мезенцев, 1973):

$$\beta_{z,j} = \frac{E_j}{E_{Mj}} = 1 - \frac{P_j + EF_{ПНj} - LK_{Пj}}{Q_{П\otimes j} - EF_{ПДj} + P_j^* - Q_{\lambda j}} = 1 - \frac{ST_j}{LE_{Mj}} = 1 - \psi_j, \quad (1)$$

где E_{Mj} - энергетический предел суммарного испарения; LE_{Mj} - теплоэнергетические ресурсы испарения; ST_j - суммарный теплообмен; ψ_j - коэффициент стока "тепла", β_z - коэффициент полезного действия процесса испарения с деятельной поверхности.

В горах приход суммарной радиации очень сильно зависит от экспозиции и закрытости горизонта. Для расчета прихода коротковолновой радиации к склону мы используем следующий алгоритм, учитывающий закрытость горизонта и крутизну склона при расчётном часовом угле (ξ):

$$Q_{\angle \xi} = \begin{cases} Q_{\perp \xi} = Q_{\perp \xi} \cdot \left[\cos(\alpha) \cdot \sin(H_\xi) + \sin(\alpha) \cdot \cos(\theta) \cdot \sqrt{1 - \sin^2(H_\xi)} \right] \cdot N_{Oj} + (1 - N_{Oj}) \\ Q_{\angle \xi} = 0, & \text{при } Q_{\angle \xi} < 0 \\ Q_{\angle \xi} = \frac{\angle_B + \angle_3}{180} \cdot A_j \cdot Q_{\angle \xi}, & \text{при } \xi < 0 \text{ и } H_\xi < \angle_B \\ Q_{\angle \xi} = \frac{\angle_B + \angle_3}{180} \cdot A_j \cdot Q_{\angle \xi}, & \text{при } \xi > 0 \text{ и } H_\xi < \angle_3 \end{cases} \quad (2)$$

Из данного алгоритма следует, что если высота солнца при расчётном часовом угле оказывается ниже линии горизонта, то вводится поправочный коэффициент. По нашим расчетам для ГМС Актру он близок к произведению относительной закрытости небосвода и альбедо склонов. Также для учёта того, что в облачную погоду коротковолновая

радиация в основном рассеянная и роль экспозиции не существенна, в верхнем уравнении дополнительно введен интерполяционный учёт облачности (N_{0j}).

В случае длительного осреднения турбулентный теплообмен можно определять из соотношения Ньютона (Лыков, 1978; Павлов, 1984): $P_j = k_{\rho j} \cdot \bar{\alpha}_{Kj} \cdot (t_{0,j} - \bar{\theta}_j) \cdot \tau_j$. Так как с высотой плотность воздуха уменьшается, то здесь дополнительно введён поправочный коэффициент ($k_{\rho j}$), который учитывает уменьшению турбулентного теплообмена с высотой при прочих равных условиях. Средний коэффициент теплообмена $\bar{\alpha}_{Kj}$ определяется по А.В. Павлову (1984).

Определение эффективного излучения EF_{II} ведется по уточненным формулам Ангстрема с учётом пропускающей способности растительного покрова ландшафта по А.И. Будаговскому, а также уменьшения эффективного излучения пропорционально закрытости горизонта. Ночное длинноволновое излучение определяется пропорционально продолжительности тёмного времени суток.

Из методов расчёта суммарной радиации под пологом растительного покрова напрашивается простой актинометрический метод определения относительной площади растительного покрова. При использовании формулы А.И. Будаговского он записывается следующим образом:

$$LAI_j = - \left(\eta \cdot \ln \left(\frac{Q_{II}^*}{Q^*} \right) \right)^{-1} \quad (3)$$

Здесь Q^* - измеренная в ясную погоду суммарная радиация на открытом участке, а Q_{II}^* - измеренная суммарная радиация под пологом растительного покрова.

Для горных ландшафтов, ввиду того, что тепловые потоки в почвогрунте распространяются перпендикулярно поверхности склона, а движение влаги осуществляется вертикально вниз, необходимо учитывать несоответствие этих систем координат: $z_i = h_i \cdot \cos(a)$ (Виноградов, 1988).

Теплообмен с подстилающей поверхностью Q_z и распределение температур в ландшафтах по глубине возможно рассчитывать по методологии Г.М. Фельдмана (1988) с учётом предположения о равенстве температуры на нижней границе слоя теплообмена среднемноголетней температуре поверхности. При этом плотность снежного покрова определяется по формулам Ю.Б. Виноградова (1988), а его теплопроводность по модифицированной формуле Абельса. Теплопроводность почвенных горизонтов рассчитывается в зависимости от влажности - по формуле И.Н. Росновского (1993, 2001), а глубина фронта протаивания (промерзания) по зависимостям А.В. Павлова (1984).

Следует отметить, что при испарении осадков, задержанных растительным покровом, и росы энергозатраты на фазовый переход возрастают в несколько раз, так как на испарение с поверхности капель требуется в 6–8 раз больше энергии (в зависимости от их диаметра), чем при испарении с плоской водной поверхности. Следовательно, если одна половина осадков задерживается в виде плёнки, а другая в виде капель, то затраты энергии в ландшафте на фазовый переход задержанных растительным покровом осадков увеличиваются примерно в четыре раза. Этот вопрос очень важен и нуждается в дальнейшем изучении.

В модели используется следующая исходная информация: о местоположении (широта, высота над уровнем моря, уклон (α), экспозиция, закрытость горизонта, отражаемая углами восхода (\angle_B) и захода (\angle_3) солнца); метеорологическая, осредненная за расчётный период (температура воздуха (θ_j), упругость водяного пара и дефицит влажности воздуха, количество осадков с поправками (X_j), общая облачность, скорость ветра на высоте флюгера, количество дней с осадками (τ_{vj}), прозрачность атмосферы); почвенно-экологическая (тип древесно-кустарничкового покрова и его относительная площадь (LAI_j) в вегетационный и зимний периоды, тип напочвенного покрова, число расчётных слоёв почвогрунта (n) и их мощность, плотность, полная влагоёмкость, наименьшая влагоёмкость, коэффициент фильтрации, удельная поверхность и содержание гумуса в расчётном слое); а также продолжительность расчётного периода (τ_j) в сутках, коэффициент метелевого переноса снега (k_{SN}) и коэффициент увеличения энергозатрат при испарении капельножидкой воды (k_{ER}), точные значения которого для различных типов растительности пока не установлены.

Гидроклиматическая устойчивость экосистем определяется безразмерными критериями устойчивости влагообеспеченности, стока тепла и воды (Копысов, 2003):

$$\beta_{Hy} = \frac{\beta_{Hj} - \beta_{H\min}}{\beta_{H\max} - \beta_{H\min}}, \quad \psi_y = \frac{\psi_j - \psi_{\min}}{\psi_{\max} - \psi_{\min}}, \quad \eta_y = \frac{\eta_j - \eta_{\min}}{\eta_{\max} - \eta_{\min}} \quad (12)$$

Здесь в первом уравнении величины с индексами min и max соответствуют минимальному и максимальному значению относительной увлажнённости, во втором уравнении эти индексы соответствуют наиболее холодному и теплому годам, в третьем - наиболее сухому и влажному гидрологическим годам, в которые возможно сохранение данной экосистемы. Диапазон значений данных критериев от 0 до 1 соответствует пределам устойчивого существования.

Глава 5. ПРАКТИЧЕСКАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ ПРЕДЛАГАЕМОЙ ЭКОЛОГО-ГИДРОКЛИМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Основой для климатической характеристики района исследований (Центральный Алтай) являются данные наблюдений по ГМС Актру, расположенной на высоте 2150 м. Эти данные могут охарактеризовать лишь незначительную часть водосбора, соответствующую субальпийскому поясу или верхней части горно-лесного пояса, расположенного между высотами 1800–2300 м. (Иванов, 1965). Для того чтобы охарактеризовать внутренние особенности климата всего бассейна, необходима организация сети пунктов, учитывающих совместное влияние форм рельефа и различных подстилающих поверхностей (Севастьянов, 1998).

Основным источником энергии в ландшафте служит солнечная радиация, а потому именно погрешность её определения в основном определяет степень соответствия модельных расчётов и реальности. Но ввиду ряда объективных причин для горных

Глава 3. ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЛАГИ В СТОКОФОРМИРУЮЩИХ КОМПЛЕКСАХ

Водный баланс ландшафта, характеризующий перераспределение влаги, наиболее оптимально отражать в следующем безразмерном виде (Мезенцев, 1973):

$$\beta_{Zj} = \left(1 - \frac{Y_j}{H_j}\right) \cdot \frac{H_j}{E_{Mj}} = (1 - \eta_j) \cdot \beta_{Hj} \quad (4)$$

Здесь H_j - суммарное увлажнение, характеризующее приход влаги с учётом изменения влагозапаса; Y_j - суммарный сток из расчётной системы; η_j - коэффициент стока воды и β_{Hj} - относительная увлажненность.

Очень часто сток горных рек превышает сумму измеренных в их бассейнах дождемерных осадков. Реализовать для отдельных геотопов идеи М.В. Тронова о гидрологическом контроле атмосферных осадков по стоку достаточно трудно. Более рационально дополнительно рассчитывать конденсационные осадки. Так как ночное эффективное излучение растительного покрова (EF_{PH}) в виду его малой теплоёмкости почти полностью компенсируется конденсацией, а также учитывая то, что конденсация на растительном покрове (K_{PH}) не может превышать водоудерживающую способность растительного покрова ($\kappa_w \cdot LAI_j$), для расчёта конденсации можно использовать следующий алгоритм:

$$K_{PH} = \kappa_w \cdot LAI_j \cdot \tau_j \cdot \left(1 - \exp\left(-\frac{(EF_{PH})/L_j}{\kappa_w \cdot LAI_j \cdot \tau_j}\right)\right) \quad (5)$$

Почвы горных ландшафтов имеют значительную теплоёмкость (особенно их верхние органогенные горизонты), что препятствует переохлаждению их поверхности, а потому процесс конденсации на них возможен только при температуре воздуха выше температуры поверхности почвы.

Количество осадков проникших под полог растительности в каждом конкретном ландшафте за j -ый период зависит от величины осадков (X_j), числа дней с осадками ($\tau_{\psi j}$) и дефицита увлажнения растительности (P_{Mj}) с учётом конденсации на ней:

$$X_{PHj} = X_j - \tau_{\psi j} \cdot P_{Mj} \cdot \left(1 - \exp\left(-\frac{X_j}{\tau_{\psi j} \cdot P_{Mj}}\right)\right) \quad (6)$$

Внутрипочвенный сток ($Y_{i,j}$) с i -го горизонта почвы или почвогрунта, зная поступление воды к нему ($I_{i-1,j}$), степень его водопроницаемости ($k_{\Phi i,j}/k_{\Phi i-1,j}$) и дефицит его увлажнения ($P_{Mi,j}$), включающий в себя суммарное испарение из слоя

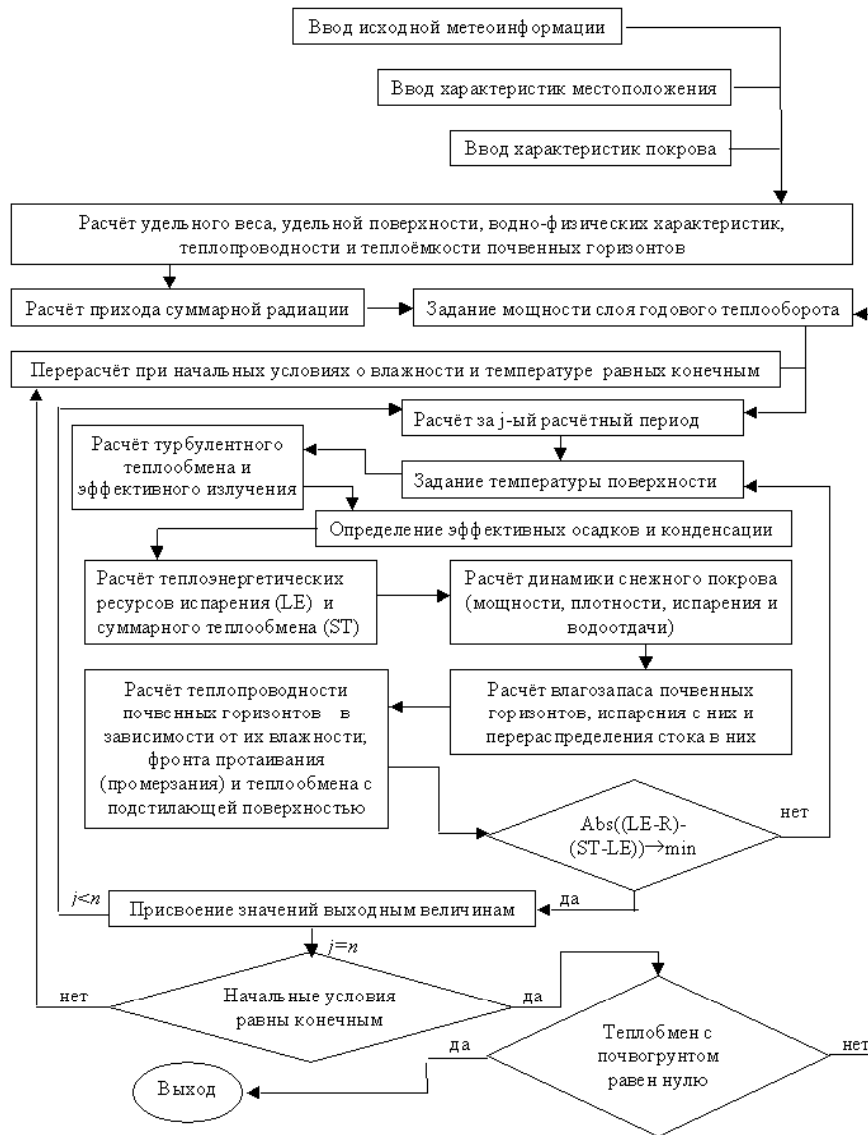


Рис. 3. Схема блока эффективности тепло-влажнотребления стокоформирующих комплексов

и недостаток увлажненности до уровня наименьшей влагоёмкости, можно описать с помощью инфильтрационно-ёмкостной модели формирования стока:

$$Y_{\Delta i,j} = I_{i-1,j} \cdot \left(1 - \frac{k_{\Phi i,j}}{k_{\Phi i-1,j}}\right) - P_{M i,j} \cdot \text{th} \left(\frac{I_{i-1,j} \cdot (1 - k_{\Phi i,j}/k_{\Phi i-1,j})}{P_{M i,j}} \right) \quad (7)$$

Отсюда инфильтрация в нижележащий расчётный горизонт:

$$I_{i,j} = I_{i-1,j} - Y_{\Delta i,j} - P_{M i,j} \quad (8)$$

Транспирация из i -го почвенного горизонта пропорциональна доли корней в нём (k_k), энергии поглощенной растительным покровом за вычетом затрат на испарение задержанных им осадков, а также зависит от влагосодержания почвы. Если последнюю зависимость, охарактеризовать по В.С. Мезенцеву (1973) с учётом параметра водно-физических свойств почвы (r_i), то получим следующее уравнение:

$$Tr_{i,j} = \frac{k_{k i} \cdot Q_{TR j}}{L_j} \cdot (1 - \exp(-V_j r_i)) \quad (9)$$

В выше приведенных формулах предполагалось постоянство водоудерживающей способности почвы независимо от атмосферного давления. Однако, водоудерживающая способность почвы, как и инфильтрация, зависят от атмосферного давления. В частности, изменение атмосферного давления может вызвать появление стока при отсутствии дождей и, кроме того, является причиной феномена контррегулирования стока (Марунич и др., 1998; Гарцман, 2001). Исследования изменения наименьшей влагоёмкости в зависимости от давления, проведенные нами для почв ландшафтов Актру, показали увеличение наименьшей влагоёмкости в среднем на 1% (min 0.2%; max 1.8%) при увеличении атмосферного давления на 4 мб. У образцов с большим содержанием гумуса эта разница больше. Это объясняется их большей удельной поверхностью, а значит и удерживающей поверхностью. В связи с этим уменьшение атмосферного давления на 4 мб вызовет с почвогрунта мощностью 1 м (при его наименьшей влагоёмкости 300 мм) грунтовый сток 3 мм. Соответственно с 10 м толщи такого почвогрунта сток составит 30 мм. Это подтверждает второе выдвинутое на защиту положение.

Глава 4. ЭКОЛОГО-ГИДРО-КЛИМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ УСТОЙЧИВОСТИ СТОКОФОРМИРУЮЩИХ КОМПЛЕКСОВ

В основе предлагаемой модели (рис.2 и 3) лежит уравнение связи теплоэнергетического и водного балансов ландшафта В.С. Мезенцева (1973), основанное на общности граничных условий балансовых уравнений (1) и (4):

$$\beta_{n j} = \frac{1 - \psi_j}{1 - \eta_j}, \quad (10)$$

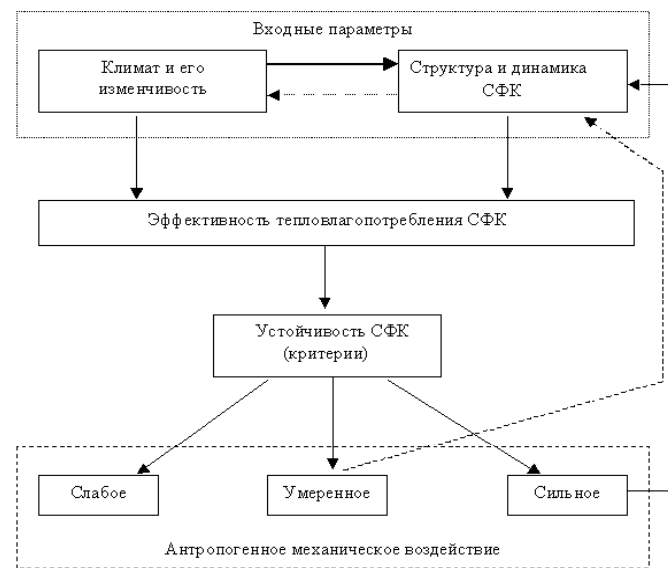


Рис. 2. Общая схема эколого-гидро-климатической модели устойчивости стокоформирующих комплексов (СФК)

Для своего времени, из-за сложности определения внутригодового распределения балансовых элементов, автор посчитал уравнение практически неприменимым. В настоящее время уже известны формулы, позволяющие рассчитывать все элементы, определяющие величины η_j и ψ_j за отдельные внутригодовые промежутки времени (декады, месяцы), но все они требуют знания температуры деятельной поверхности и начальной влажности почвогрунта. Так как непосредственное измерение этих величин для различных стокоформирующих комплексов представляется почти невозможным, то приходится проводить оптимизацию начальной влажности почвогрунта и температуры деятельной поверхности (Копысов & Rosnowskij, 2003).

Ввиду статистического характера некоторых используемых в модели зависимостей, расчёты могут проводиться только подекадно или помесечно.

За условие выхода из цикла оптимизации температуры деятельной поверхности, исходя из диалектического понимания мира, принят минимум разности двух противоположно направленных процессов. Под противоположно направленными процессами в нашем случае понимается, с одной стороны, стремление испарения к наибольшей величине определяемой радиационным балансом, а с другой - стремление затратить на суммарный теплообмен все теплоэнергетические ресурсы (Копысов, Росновский, 2004):

$$\text{Abs} ((LE_j - R_{n j}) - (ST_j - LE_{m j})) \rightarrow \min \quad (11)$$

