

Е.Л. МУЗЫЛЕВ

МОДЕЛИРОВАНИЕ СТОКА ГОРНЫХ РЕК И СПУТНИКОВАЯ ИНФОРМАЦИЯ



НАУКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ВОДНЫХ ПРОБЛЕМ

Е.Л. МУЗЫЛЕВ

МОДЕЛИРОВАНИЕ СТОКА ГОРНЫХ РЕК И СПУТНИКОВАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Ответственный редактор

кандидат географических наук *А.Ф. Мандыч*



МОСКВА

"НАУКА"

1987



4859

Музылев Е.Л. Моделирование стока горных рек и спутниковая информация. М.: Наука, 1987.

В монографии рассматриваются особенности процессов формирования талого стока горных рек и предлагаются математические модели этих процессов. Показаны возможности использования результатов аэрокосмических наблюдений для определения параметров математических моделей стока горных рек. Сделан обзор зарубежного опыта. Описываются методы дешифрирования и обработки спутниковой информации, доступной при прогнозах стока. В качестве иллюстрации предлагаемых методов приводятся результаты расчетов по моделям формирования стока с использованием спутниковой информации для двух водосборов Чаткальского хребта (Западный Тянь-Шань).

Книга рассчитана на гидрологов и специалистов смежных профессий.

Табл. 9, ил. 25, библи. 192 назв.

Евгений Львович Музылев

МОДЕЛИРОВАНИЕ СТОКА ГОРНЫХ РЕК И СПУТНИКОВАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Утверждено к печати Институтом водных проблем АН СССР

Редактор издательства Э.Б. Травицкая

Художник Ю.С. Шлепер. Художественный редактор Л.В. Кабатова

Технический редактор М.К. Серегина. Корректор О.А. Пахомова

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 35474

Подписано к печати 31.03.87. Т — 07725. Формат 60 х 90 1/16
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 8,5. Усл.кр.-отт 8,8. Уч.-издл. 9,3
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1316. Цена 1 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

Удовлетворение потребностей в воде различных отраслей хозяйства большого числа аридных и полуаридных районов тесно связано с улучшением качества прогнозов водного режима горных рек. Путь к повышению оперативности, детальности и надежности таких прогнозов заключается в развитии методов математического моделирования речного стока и их внедрении в практику гидрологического прогнозирования. Основой при создании моделей формирования стока служат существующие физические представления о характере протекания процессов водообмена и влиянии на сток разных стокообразующих факторов. Совершенствование способов расчета и прогноза стока, приводящее к увеличению их точности, состоит в постепенном переходе от простых регрессионных зависимостей к концептуальным моделям, а от них — к развитым физико-математическим моделям формирования стока. К настоящему времени созданы разнообразные концептуальные модели талого и дождевого стока, позволяющие имитировать процессы снегонакопления и снеготаяния, фильтрации воды в почву, стекания, испарения и пр.

Разработка адекватного описания процессов формирования стока горных рек наталкивается на известные трудности, вызванные спецификой горных условий, характеризующихся большой пространственной изменчивостью физико-географических и гидрометеорологических факторов, а также отсутствием или малой репрезентативностью данных наблюдений на многих водосборах. Дистанционная индикация поверхности горных бассейнов с ИСЗ может обеспечить регулярное получение информации о динамике гидрологических процессов на них и об изменениях гидрологических характеристик. Прослеживание временного хода заснеженности водосборов и других характеристик снежного покрова позволяет использовать полученные данные в моделях совместно с наземными в качестве входных переменных и их начальных значений, а также для идентификации параметров модели и текущей корректировки результатов расчета. Такой подход предполагает адаптацию структуры модели к данным дистанционного зондирования. Существенные требования предъявляются при этом к качеству спутниковой информации, ее повторности, разрешению и пр. Создание совершенных методик анализа дистанционной информации, предусматривающих, в частности, обработку данных с помощью ЭВМ вместо визуального дешифрирования, позволит рассчитывать сток с помощью модели в оперативном режиме.

Обширность круга вопросов, возникающих при разработке моделей

формирования стока горных рек, рассчитанных на применение данных дистанционного зондирования, предопределила структуру настоящей работы. Постановке задачи использования в подобных моделях информации с ИСЗ посвящено введение. В I главе обсуждаются способы обработки и результаты спутниковых и авиационных наблюдений за предназначенными для ввода в модель характеристиками снежного покрова. Во II главе на конкретных примерах прослежено развитие данных моделей от простых, основанных на использовании корреляционных связей между характеристиками снежного покрова и стоком, до детально разработанных, позволяющих при введении спутниковой информации осуществлять прогнозы стока в реальном масштабе времени. Здесь же рассмотрен ряд способов задания параметров моделей. В III главе изложены результаты моделирования талого стока горных рек с применением спутниковой информации, проводившегося автором в рамках исследований сектора моделирования гидрологических процессов Института водных проблем АН СССР. Обработка и анализ спутниковых данных, использовавшихся в модели, а также расчеты по этим данным характеристик заснеженности выполнены в ИВП АН СССР Л.К. Поплавской, которой автор приносит глубокую благодарность.

Автор благодарен д-ру физ.-мат. наук проф. Л.С. Кучменту, инициатору написания данной монографии, прочитавшему рукопись, за постоянный интерес к работе и ее критическое обсуждение.

Автор весьма признателен Н.К. Мамохиной за помощь в подготовке материалов. Автор выражает благодарность канд. техн. наук И.Д. Шенцис за предоставление данных наблюдений и консультации, канд. геогр. наук М.Б. Дюргерову за предоставление материалов, канд. геогр. наук Н.А. Назарову, канд. геогр. наук Ю.Г. Мотовилову, канд. физ.-мат. наук В.Н. Демидову за обсуждения работы и ценные советы, а также научному редактору канд. геогр. наук А.Ф. Мандычу.

ВВЕДЕНИЕ

Существующие методы расчета и прогноза талого стока горных рек основаны на математических моделях, соответствующих физическим процессам стокообразования. Класс моделей определяется сложностью математического описания этих процессов — от сравнительно простых алгебраических аппроксимаций и уравнений регрессии до уравнений математической физики. Наиболее распространены регрессионные и концептуальные модели. Разработка детальных физико-математических моделей для условий горных водосборов затруднена большой изменчивостью стокоформирующих факторов по территории и сложностью определения по этой причине параметров модели.

При создании регрессионных моделей, предназначенных для расчета объемов стока через замыкающий створ за конкретный отрезок времени, в роли предикторов чаще всего используют степень заснеженности водосбора или значения снегозапасов на определенную дату. В развитых концептуальных моделях речного стока обычно содержатся блоки расчета снегонакопления и снеготаяния, формирования влагозапасов почвы, поверхностного и подповерхностного стекания, потерь на фильтрацию в глубинные горизонты, испарение и пр. Основную сложность при разработке подобных моделей представляет калибровка параметров. Степень детализации модели в значительной мере определяется наличием и качеством гидрометеорологических данных и информации о характеристиках водосбора, используемых для калибровки. Отсутствие этих данных для идентификации параметров вынуждает применять методы оптимизации. Соответствие модели имитируемым процессам формирования стока на водосборе проверяется сопоставлением рассчитанных и фактических гидрографов стока.

Из-за недостаточности и слабой представительности существующих гидрометеорологических наблюдений на горных водосборах, а также большой пестроты значений их параметров при переходе от точки к точке для калибровки моделей требуется привлечение всей возможной информации о динамике процессов стокообразования и стекания. Обычно эту информацию получали по данным регулярной гидрометеосети, измерений на экспериментальных водосборах, авианаблюдений и аэрофотосъемки, а также с помощью расчетных методов. Существенным дополнением к названной информации могут служить данные, получаемые при съемке из космоса. Наиболее важные свойства этих данных при их использовании в моделях — большой пространственный охват, повторность и осреднение по площади. На спутниковом снимке, освещающем поверхность не толь-

ко исследуемого бассейна, но и всю прилегающую горную территорию, запечатлено мгновенное состояние большого количества характеристик водосбора, не доступных одновременным наземным измерениям или аэрофотосъемке. По спутниковым изображениям определяются особенности рельефа бассейна, степень заснеженности и распределение растительности в нем, наличие внутримассовой или фронтальной облачности.

К настоящему времени разработаны способы определения с ИСЗ размеров заснеженных площадей и высоты сезонной снеговой границы, пригодные для использования в целях имитации и прогноза талого стока горных рек, что приводит к повышению качества производимых расчетов. По оценке П.А. Каструччио и др. [137], точность прогнозов стока в результате введения информации с ИСЗ в традиционные прогностические зависимости возросла на 8–10%. Аналогичный результат был получен [171] при прогнозах стока за три сезона для трех бассейнов в Калифорнии — ошибка прогноза при использовании спутниковых данных снизилась с 15 до 10%.

Идентификация параметров моделей и уточнение их структуры по спутниковым данным о заснеженности производятся при непосредственном введении последних в модели в качестве переменных или путем сравнения полученных при анализе снимков с ИСЗ и рассчитанных по модели значений характеристик снежного покрова. Обычно таким образом подбираются коэффициенты регрессионных зависимостей степени заснеженности или снегозапасов со стоком, коэффициенты распределений снегозапасов по высоте бассейна, коэффициенты стаивания, а также другие параметры. В ряде моделей начальные значения покрытости водосборов снегом и снегозапасов определяются и на каждом этапе расчета корректируются на основе данных дистанционного зондирования.

Подобный подход был реализован нами при разработке методики расчета гидрографа талого стока с использованием спутниковой информации на примере водосборов рек, стекающих с Чаткальского хребта (Западный Тянь-Шань) (гл. 3). С помощью модели формирования снежного покрова и снеготаяния для каждого суток рассчитывались степень заснеженности водосбора, высотное распределение запасов воды в снежном покрове, положение сезонной снеговой границы, а также значения поступлений талой воды на поверхность отдельных высотных зон и всего водосбора в целом. Величины поступлений пересчитывались в блоке трансформации в гидрограф стока в замыкающем створе, сравнивавшийся с фактическим. По ТВ изображениям с метеорологических и природноресурсных ИСЗ за последовательные сроки определялись степень покрытости водосбора снегом и высота снеговой линии, сопоставление значений которых с результатами расчетов по модели позволило провести калибровку последней — задать значения коэффициентов стаивания и выбрать вид высотных распределений метеозлементов. Характеристики снежного покрова оценивались при визуальном дешифрировании снимков и при их обработке на видео-комплексе.

Использование спутниковых данных при моделировании стока ограничивается из-за невозможности получения в видимом и ближнем ИК диапазонах информации о закрытых облаками участках земной поверхности. По сравнению с аэрофотоснимками спутниковые ТВ и ИК изображения

характеризуются более низкой разрешающей способностью, большим числом помех, меньшим количеством градаций фототона, строчностью ТВ и точностью ИК изображений. Ошибки в определении заснеженности обычно бывают вызваны невысоким качеством спутниковых данных — недостаточным разрешением снимков, наличием перспективных искажений и т.п. — или погрешностями их обработки. К последним относятся ошибки предварительной обработки, неточности географической привязки, погрешности трансформирования, дешифрирования и др. Точность дешифрирования снимков существенно зависит от наличия облачности, затененности водосбора и степени его покрытия лесом. В период интенсивного снеготаяния ошибки фиксации положения снеговой границы возрастают из-за появления проталин.

Несмотря на отдельные недостатки спутниковой информации, использование ее совместно с традиционными данными при моделировании талого стока горных рек открывает широкие возможности для совершенствования моделей и тем самым создает новую методическую основу расчетов и прогнозов гидрографа. Введение результатов съемки с ИСЗ в подобную модель, как было отмечено [178], целесообразно по соображениям точности оценки величин стока для водосборов площадью не менее $2,5 \text{ км}^2$.

СПУТНИКОВАЯ И ПОДСПУТНИКОВАЯ ИНФОРМАЦИЯ О СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ ГОРНЫХ ВОДОСБОРОВ

Успех создания модели формирования стока горной реки со снеговым типом питания зависит в основном от правильности описания режима поступлений на водосбор талой воды, определяющегося в свою очередь ходом временных и пространственных изменений запасов воды в снеге. Для оценки поступлений и последующего расчета стока весьма важны также такие характеристики снежного покрова, как распределение его по высоте водосбора, площадь покрытой снегом части бассейна и высотное положение границ заснеженных участков, продолжительность залегания снега в каждой высотной зоне, его глубина и плотность. Значения многих из названных величин могут быть найдены по дистанционной информации. Формы ее использования при моделировании талого стока, как отмечалось во Введении, весьма разнообразны и определяются характером самих моделей. Под таким углом зрения эта информация о снежном покрове и способы ее обработки и рассматриваются в настоящей главе.

1.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА ПО ДИСТАНЦИОННЫМ ДАННЫМ

Работы, посвященные изучению снежного покрова по данным ИСЗ, начали появляться с 1962 г., вскоре после запусков первых метеоспутников "TIROS". Первоначально по изображениям в видимом диапазоне исследователи выявляли возможности картирования снега и идентификации с помощью наземных данных границ его залегания. Принципы распознавания снега на спутниковых снимках закреплялись в дешифровочных признаках снежного покрова, а точность нанесения границ заснеженных площадей определялась в основном разрешением съемочной аппаратуры и разработанностью способа привязки изображений к топографической основе. Данные с запущенного в 1972 г. спутника "Landsat-1" ("ERTS") имели разрешение на местности до 80 м, но из-за редкой повторяемости — раз в 18 дней — не могли полностью заменить информацию с метеорологических ИСЗ. Наряду со снимками с пилотируемых космических аппаратов они часто служили в качестве эталонных. Результаты зондирования покрытых снегом площадей с помощью четырехканального сканирующего радиометра, установленного на спутнике "Landsat-1", стимулировали проведение исследований состояния снежного покрова и его структуры с использованием данных многозональной съемки.

На следующем этапе работ по созданию способов приема, обработки и

применения дистанционной информации, в частности, для слежения за динамикой снежного покрова и определения его характеристик особое внимание начинает уделяться разработке оперативных способов. Высокая скорость передачи данных обеспечивалась установкой на ИСЗ сканирующих датчиков видеоинформации, что в свою очередь привело к созданию принципиально новых методик обработки этой информации на базе аналоговой и цифровой вычислительной техники. Появились работы, подтверждавшие возможность оценки заснеженности горных водосборов по спутниковым данным при расчетах и прогнозах талого стока.

В настоящее время съемки с ИСЗ дают обширную информацию о снежном покрове на глобальном, региональном и локальном уровнях. Они ведутся в различных участках видимого (ТВ изображения, $\lambda = 0,4-0,7$ мкм), ближнего ИК ($\lambda = 0,7-1,3$ мкм) и теплового ИК ($\lambda = 8-12$ мкм) диапазонов спектра, в микроволновой зоне ($\lambda = 0,1-30$ см), а также включают в себя черно-белую, цветную и спектральнозональную фотосъемки. Степень генерализации элементов подстилающей поверхности для каждого спектрального диапазона, масштаба снимка и разрешающей способности изображения определяет характер применения и возможности конкретного вида съемки при изучении снежного покрова. Многозональные съемки в видимом и ближнем ИК диапазонах служат для картирования снежного покрова и определения высоты снеговой линии. Известны также попытки идентификации сухого и тающего снега на основе данных, поступающих по каналам 0,5–0,6 мкм (0,6–0,7 мкм) и 0,8–1,1 мкм [176, 188]. По информации в тепловом ИК диапазоне определяется температура подстилающей поверхности. Эти данные можно использовать для интерполяции результатов наземных наблюдений за температурой. Методы микроволнового зондирования снежного покрова предназначены для определения размеров площадей залегания снега, его толщины, снегозапасов и пр. Результаты исследований с использованием этих методов изложены в разделе 1.4.

Степень заснеженности водосбора (или соответствующая ей высота снеговой линии) — одна из характеристик снежного покрова, используемая при расчетах объема стока. Связь этих величин основана на соответствии значения доли площади, покрытой снегом, водозапаса еще нестаявшего снега как слою стока за оставшийся период половодья, причем характер этой связи не меняется от года к году [75]. Запасы воды в снеге на данной площади W часто оцениваются по формуле

$$W = k_1 \Sigma \bar{T}_+, \quad (1.1)$$

где $\Sigma \bar{T}_+$ — сумма положительных среднесуточных температур воздуха со дня начала таяния снега на этой площади до момента полного его схода, k_1 — коэффициент таяния. Используя эту зависимость и рассчитывая степень заснеженности водосбора р. Варзоб (Памир) и ее притоков по результатам аэрофотосъемки, проводившейся дважды в месяц в 1964–1969 гг., Т.С. Абальян получила для каждого из указанных лет интегральные распределения снегозапасов перед началом таяния по площади каждой 400-метровой высотной зоны водосбора [1, 4]. Близкое сходство этих кривых для разных зон и всех рассматриваемых лет [2, 4] позволило использовать для всех зон бассейна единую кривую, аппроксимированную экспоненциальной зависимостью при расчетах по модели формирования

талого стока ГМЦ СССР [63, 87]. Т.С. Абальян была также получена связь суточных величин разности Δr объема поступлений воды на водосбор и расходов воды в замыкающем створе с величиной $\Sigma \bar{T}_+$ и средневзвешенной высотой области z , в которой талая вода образовалась в данный день. Сопоставление графиков этой связи для разных лет выявило, что изменения Δr в зависимости от $\Sigma \bar{T}_+$ для высоты z определяются значениями максимальных снегозапасов на данной высоте [2]. А. Томпсон [188] на примере горного бассейна р. Литл Лорми (Вайоминг, США) показал, что ординаты кривых истощения аккумулированного на водосборе стока (снегозапасов) хорошо коррелируют с площадью заснеженности водосбора. Зависимость размеров заснеженных площадей, определенных по ТВ снимкам ИСЗ "ESSA", "NOAA" и "Метеор" за 1969–1978 гг., от сумм положительных температур воздуха с начала таяния до момента съемки и от максимальных снегозапасов были получены Н.В. Востряковой [21, 22] для бассейнов Катунь, Бий, верхней Оби и верхнего Енисея. Устойчивость построенных связей в многолетнем разрезе позволила использовать значения площадей заснеженности или соответствующих высот снеговой границы на конец апреля и мая в качестве аргумента при прогнозировании объемов стока названных рек за май–июнь [20–23]. А. Браун и Дж. Ханнафорд [134] по результатам аэрофотосъемок, проводившихся в течение двадцати лет в бассейне р. Кингс (горы Сьерра-Невада, штат Калифорния, США), выявили наличие устойчивой связи между покрытостью водосбора снегом на 1 апреля в процентах, суммой градусо-дней, площадью залегания снега и объемом оставшихся в бассейне водозапасов. В качестве предиктора для оценки объема стока в отдельных работах [53, 103, 114] использована скорость убывания заснеженности за период интенсивного снеготаяния. По результатам съемок снежного покрова в бассейне Амударьи с метеорологических спутников за 1968–1979 гг. было найдено, что доля площади водосбора, покрытой снегом, уменьшается с марта по май по линейному закону. Обнаружилось также, что к началу периода снеготаяния эта величина для разных лет примерно одна и та же. Объединяя эти факты с результатами анализа особенностей гидрометеорологического режима бассейна, авторы названных работ показали, что величина среднего расхода воды за вегетационный период прямо пропорциональна заснеженности на определенную дату и обратно пропорциональна скорости ее убывания, v :

$$Q = A/v^B, \quad (1.2)$$

где A и B — коэффициенты, определяемые методом наименьших квадратов. Связь оказалась достаточно тесной, отклонения рассчитанных расходов от фактических не превышали допустимых значений для 8 лет из 10. Аналогичные зависимости были построены Б.К. Царевым [114] для водосборов рек бассейна Амударьи — Пяндж, Вахш и Кафирниган. Б.К. Царев оценивал также месячные объемы стока Амударьи и Кафирнигана с мая по сентябрь, используя соотношение

$$Y = Y_v \cdot Y_{отн}, \quad (1.3)$$

где Y_v — объемы стока за вегетационный период, вычисленные с помощью формулы (1.2), $Y_{отн}$ — среднемесячные среднемноголетние значения

объемов воды в долях от фактического среднего объема стока за вегетационный период, в совокупности представляющие собой типовой гидрограф [114]. Было показано, что для расчета объема стока за июнь и июль более правильные результаты дает формула (1.2), для оценок на май, август и сентябрь оба способа эквивалентны.

Многими исследователями разрабатываются методики определения снегозапасов по спутниковым данным о динамике заснеженности водосбора. Б.К. Царев [112] высоту стаявшего снега в миллиметрах водного эквивалента на определенную дату вычисляет по формуле

$$h_T(z) = k_1 \int_{t_{\text{нач}}}^{t_{\text{кон}}} [T(z_0, t) - \gamma(z - z_0)] dt, \quad (1.4)$$

где $t_{\text{нач}}$ — начальный момент перехода среднесуточной температуры воздуха на высоте z через 0°C , $t_{\text{кон}}$ — конечный момент снеготаяния, находящийся из условия $z(t_{\text{кон}}) = z$ по графикам временного хода сезонной снеговой линии на склонах Чаткальского, Ферганского и Алайского хребтов (Западный Тянь-Шань), $T(z_0, t)$ — среднесуточная температура воздуха на средневзвешенной для района высоте z_0 , γ — температурный градиент, k_1 — коэффициент сглаживания. Положение снеговой границы прослеживалось по ТВ снимкам с ИСЗ "Метеор" и "NOAA" с февраля по май 1974 и 1975 гг. более чем по 50 бассейнам рек названного района площадью от 300 км^2 и сравнивалось с данными авиаразведок. Разброс значений высот увеличивался от начала к концу снеготаяния с 100 до 250–300 м из-за большой пятнистости снежного покрова. Результаты работы подтвердили известную неравномерность выпадения осадков и распределения снегозапасов на хребтах, окружающих Ферганскую долину [12, 36, 121]. Линейные связи запаса воды в снеге, а также толщины снежного покрова от высоты местности над уровнем моря были установлены Й. Турчаном [191] для водосборов рек Тепли, Ондавы и Лаборец (Восточные Карпаты, ЧССР) по результатам выделения на аэрофотоснимках областей различной степени заснеженности и сопоставления их с данными наземных измерений. В работе Г.Е. Глазырина, Б.К. Царева [45] предложена следующая формула распределения снегозапасов по площади на момент их максимума:

$$F(W) = 1 - e^{-aW^n}, \quad (1.5)$$

где $F(W)$ — вероятность непревышения заданного значения снегозапасов, W — их величина, нормированная по среднему значению, a и n — параметры. При $n = 1$ это распределение превращается в экспоненциальное, а при $n > 1$ его дифференциальная форма мало отличается от гамма-распределения. Из выражения (1.5) вытекает связь доли покрытой снегом площади со снегозапасами на ней на момент появления проталин при условии, что величина этих снегозапасов не меньше W

$$S_{\text{отн}}(W) = 1 - F(W) = e^{-aW^n}. \quad (1.6)$$

Полученные в результате расчета для бассейнов рек Ахангаран (Западный Тянь-Шань) и Варзоб (Памир) значения параметров заключены в пределах:

$a = 0,85-1,0$, $n = 1,0-1,5$, а величины покрытости к моменту стаивания средних снегозапасов в каждой высотной зоне равны $0,37-0,42$. Отсюда делается вывод, что высотное положение сезонной снеговой границы, определяемое с целью корректировки параметров модели формирования талого стока и более точного расчета снегозапасов в бассейне, должно соответствовать 37–40%-ной покрытости водосбора снегом, оцениваемой по спутниковым данным.

Прослеживание по спутниковым изображениям за несколько лет динамики сезонной снеговой линии дает возможность выявить пространственные перемещения зоны накопления основных водозапасов водосбора. Чем ниже расположена эта зона, тем больше размах внутригодовых колебаний ее нижней границы [103, 123]. Так, для бассейнов рек Ферганского хребта снеговая линия в последней декаде марта находится на высотах 1000 до 1800 м, а в первой декаде июня — на высотах от 2500 до 3100 м. Для Чаткальского хребта аналогичные диапазоны составляют соответственно 1200–1700 и 2800–3300 м, а для Алайского — 1800–2800 и 3100–3800 м. В указанное время на реках, стекающих в Ферганскую долину, наблюдается прохождение паводка.

По данным дистанционного зондирования могут быть определены характеристики спектральных свойств снежной толщи — коэффициент отражения (альbedo) и коэффициент спектральной яркости (КСЯ). Альbedo снежного покрова зависит от состояния снега, его структуры, плотности, степени увлажнения, изменяясь от значений порядка 0,95 для свежеснежавшего снега до 0,25 и менее для тающего, и возрастает с высотой местности [47]. Альbedo растительности зависит от состояния вегетирующего покрова и заключено в пределах 0,14–0,20. Различные природные объекты обладают разным альbedo, наибольшее из которых наблюдается для чистого песка — 0,35 [47]. Значения альbedo таких бесснежных поверхностей могут превышать соответствующие величины для снежного покрова в период таяния, особенно при его пятнистой структуре, что сильно увеличивает вероятность ошибки определения площади заснеженности при дешифрировании снеговой границы. Максимальные значения альbedo в видимом и ИК диапазонах при различной влажности снега зафиксированы для $\lambda = 0,612$ мкм (0,95 — для сухого снега, 0,80 — для чистого мокрого, 0,29 — для 20%-ной заснеженности и 80%-ной покрытости старой травой) [47].

Значения коэффициентов спектральной яркости (КСЯ) снежного покрова, как и альbedo, зависят от состояния подстилающей поверхности и атмосферы, а также от угла съемки, высоты и азимута Солнца. Как для сухого, так и для влажного снега величины КСЯ убывают при возрастании длины волны от значений 0,8–0,95 при $\lambda = 0,5-0,7$ мкм (сухой и влажный снег) до 0,6 (сухой снег) и 0,3–0,6 (влажный снег) при $\lambda = 0,7-1,0$ мкм. При $\lambda = 1,5$ мкм значения КСЯ уменьшаются почти до нуля, увеличиваясь при $\lambda = 1,8$ мкм примерно до 0,2 для сухого снега и оставаясь на уровне 0,1 для влажного. При $\lambda = 3-13$ мкм значения КСЯ не превышают 0,1 [47].

Результаты измерений альbedo и КСЯ снежного покрова неоднократно использовались для определения его характеристик. В работе [99] по данным самолетных измерений в бассейне р. Ахангаран (Западный Тянь-Шань) была построена связь КСЯ на длине волны $\lambda = 0,662$ мкм со степенью заснеженности водосбора. Измеренное значение КСЯ площади, по-

крытой снегом, получилось равным 0,70, а значение КСЯ бесснежной территории — 0,14.

Известны попытки определения глубины снежного покрова по яркости изображений снега на спутниковых снимках. В работе Ю.Д. Шарикова, Л.П. Бабкиной [120] построена связь глубины снега равнинной территории с выраженным в километрах на местности сдвигом нормированной автокорреляционной функции коэффициентов пропускания негативов, полученных при телевизионной съемке с ИСЗ "Метеор". Измерения этих коэффициентов производились при микрофотометрировании негативов с последующей обработкой данных на ЭВМ. К сожалению, физическая природа этой связи осталась вне поля зрения авторов.

В работах М.С. Делеур [47], М.С. Делеур и др. [48] толщина снежного покрова и снегозапасы оценивались по контрастам яркости ТВ изображений. Различия фототона и текстуры изображений, выявленные при дешифрировании снимков с ИСЗ "Метеор", позволили выделить семь градаций яркости, соответствующих залеганию сплошного снежного покрова с высотами 27 см (макс.), 23 см (макс.) и 18–23 см и разным стадиям процесса снеготаяния (значения высот — 6–10, 2–5, 0–2 и 0 см). Наряду с описанными результатами существуют и другие, опровергающие наличие прямых связей между высотой снега и контрастами яркости на телевизионных изображениях. Дж. Перри и Б. Греем [169] делались попытки установления такой связи по девяти уровням яркости снежного покрова п-ва Лабрадор (Квебек, Канада). По полученному полю точек этого сделать не удалось. Авторы сумели выявить лишь группы точек, соответствующих разным физико-географическим условиям, и выделить площади, освободившиеся от снега, с высотой снежного покрова в 2–3 см и с большей высотой. В работе В.В. Куприянова, В.Г. Прокачевой [75] высказано мнение, что обоснованных способов определения глубины снежного покрова по ТВ спутниковым снимкам пока нет. Нам кажется, что для решения этого вопроса нужны дополнительные исследования и окончательные выводы делать пока рано.

Как уже упоминалось, с увеличением длины волны КСЯ снежного покрова убывает быстрее для влажного снега, чем для сухого. Поэтому вероятно, что границу областей залегания влажного и сухого снега при таянии можно провести по линии раздела белого и темного тонов на ИК изображении и таким образом установить положение границы фронта снеготаяния. При этом граница тыла снеготаяния дешифрируется по аналогичным различиям фототона на снимке видимого диапазона, а часть водосбора, заключенная между этими границами, рассматривается как площадь одновременного снеготаяния, т.е. как зона поступления талой воды на поверхность бассейна.

Значения площадей этой зоны определялись для горных склонов Центрального Памира по данным многозональной съемки с ИСЗ "Метеор-25" [50]. Отношения размеров этих площадей к величинам площадей заснеженности для разных хребтов, вершин и склонов для середины июля варьировали от 22 до 59%, причем была хорошо видна естественная тенденция уменьшения доли площади тающего снега с увеличением абсолютной высоты территории. Аналогичные оценки выполнены для горных районов Алтая [22]. Проследивание динамики подъема зоны одновременного

снеготаяния в верхнюю часть водосбора позволило установить высотные границы области накопления в бассейне наибольших снегозапасов. Для рек Катунь, Бий, верхней Оби были также построены связи объема стока за половодье с площадью одновременного таяния и суммой положительных температур. Средняя ошибка определения объема стока на основе данных предикторов составила 9%. М.С. Делеур [47] определяла положение границы фронта таяния для района Казбека (Кавказ) на конец мая 1978 г. Разница между рассчитанным по данным метеостанций с помощью градиента температур и найденным по ИК изображению значениями высоты нулевой изотермы составила 105 м. Такая величина находится в пределах точности выявления границ снежного покрова по спутниковым данным. Разница размеров заснеженных площадей, определенных в ряде исследований по ТВ и ИК изображениям с ИСЗ "Landsat", не превышает 5%, что соответствует точности картирования снежного покрова по снимкам с этого спутника [75].

Ряду авторов по результатам многозональной съемки не удалось обнаружить разницы в изображениях сухого и тающего снега. Е.И. Панкратова [90] отмечает, что контрасты фототона, соответствующие линии фронта снеготаяния, на снимках ИСЗ "Метеор" при сплошном залегании снежного покрова и его толщине более 10–15 см отсутствуют. Различия тона изображения зафиксированы ею в более поздние моменты снеготаяния, когда по наземным данным степень заснеженности не превышала 50%, из чего она делает вывод о реальности выявления лишь площадей интенсивного таяния переувлажненного снега с покрытостью менее 50%. Необходимость детальной проверки возможности выделения зон одновременного стаивания на более многочисленных данных съемки с метеорологических спутников отмечается в работе М.С. Делеур [47]. В.В. Куприянов, В.Г. Прокачева [75] считают, что окончательный ответ может быть получен по результатам зондирования снежного покрова в спектральной зоне до 2 мкм. Основания для этого дает тот факт, что наибольшие спектральные различия сухого и тающего снега отмечены при $\lambda = 1,1; 1,3; 1,8$ мкм. Можно надеяться, что результаты обработки данных крупномасштабной многозональной съемки с "Landsat-4" внесут вклад в решение данного вопроса.

1.2. ОЦЕНКИ СНЕГОЗАПАСОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ АВИАИЗМЕРЕНИЙ И РЕГИСТРАЦИИ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ

Метод определения снегозапасов с помощью авиационной гамма-съемки основан на эффекте поглощения снежным покровом естественного гамма-излучения почв, причем степень ослабления этого излучения зависит от водности снега. Интенсивность гамма-излучения регистрируется датчиками, устанавливаемыми на борту самолета или вертолета. В основу схемы расчета интенсивности гамма-радиации положены допущения об однородности почвенного излучения и поглощения и неактивном характере поглощения снегом и атмосферой. Зависимость интенсивности излучения от глубины снежного покрова носит экспоненциальный характер, причем коэффициенты ослабления постоянны [89]. Зависимость интенсивности излучения

I_1 от водности снега W в мм в.э., влажности почвы w и высоты полета H_1 имеет вид [88]

$$I_1 = \frac{I_{00}}{1 + \xi w} \exp[-\mu(W + H_1)], \quad (1.7)$$

где I_{00} — значение I_1 при $W = w = H_1 = 0$; ξ — коэффициент, учитывающий различие поглощения почвой и водой ($\xi = 1,11$); μ — коэффициент ослабления излучения. H_1 выражено в миллиметрах высоты водного столба, эквивалентного по поглощательной способности. I_{00} рассчитывается по результатам традиционных измерений влажности почвы. Осенью перед выпадением снега проводится съемка начальных уровней гамма-поля

$$I_2 = \frac{I_{00}}{1 + \xi w_0} \exp(-\mu H_2). \quad (1.8)$$

В предположении о неизменности значения влажности почвы за время между проведением съемок, $w = w_0$, величина снегозапасов вычисляется по формуле (1.9), полученной для условий равномерного залегания снега при средних по площади значениях снегозапасов, не превышающих 300–400 мм, и небольшой их пространственной вариации $C_v = 0,20–0,50$ [38, 88]

$$W = \frac{1}{\mu} (\ln I_2 - \ln I_1) + H_2 - H_1. \quad (1.9)$$

Для горных водосборов, где велика неравномерность залегания снега и суммарные снегозапасы значительно превышают названную величину, используется выражение

$$W = \frac{1}{\mu C_v^2} \left[\left(\frac{I_2}{I_1} \right)^{C_v^2} \exp(\mu C_v^2 (H_2 - H_1)) - 1 \right], \quad (1.10)$$

где I_1 и I_2 — интенсивности излучения, H_1 и H_2 — высоты полета соответственно при зимней и осенней съемках.

Наибольшую сложность при проведении гамма-съемки в горах представляет определение интенсивности паразитных излучений — атмосферного, космического и непосредственно бортовой аппаратуры. Интенсивность второго из них рассчитывается по эмпирической зависимости от высоты местности [38, 39]. Излучение бортовой аппаратуры измеряется. Для определения фона атмосферы используются съемки над водоемами шириной в несколько километров, либо над дном долин на высоте 800–1000 м, либо вблизи маршрута на его высоте [38].

При проведении гамма-съемок в бассейнах рек Кызылча, Пскем и др. (Западный Тянь-Шань) [38, 39] средние снегозапасы на маршруте $\bar{W}$ рассчитывались по разности значений, выраженных в единицах условной шкалы влагозапасов (мм в.э), интенсивностей гамма-поля над бесснежным I_{γ_0} и заснеженным I_{γ_c} маршрутами, $\bar{W} = I_{\gamma_0} - I_{\gamma_c}$. Величина I_{γ} определялась по выражению

$$I_{\gamma} = \frac{1}{\mu} \ln I_n + 1,17 H \exp[(-z/8020)(1 + \kappa T)], \quad \text{мм в.э.}, \quad (1.11)$$

где T — температура воздуха в момент съемки, κ — постоянная, равная

$0,00366^{\circ}\text{C}^{-1}$. При появлении на маршруте бесснежных участков в расчетную формулу вводилась поправка на излучение с оголившихся площадей. Наземное определение снеготолщин осуществлялось по результатам измерений толщины и плотности снежного покрова. В одном из бассейнов (р. Пскем) наблюдалось занижение величин снеготолщин, рассчитанных по результатам гамма-съемки, по сравнению с измеренными. Это вызвано устойчивой температурной инверсией в период съемок и, как следствие, повышенной радиоактивностью атмосферы [38, 39]. Для бассейна р. Кызылчи расхождения более 10% были зафиксированы только в период снеготаяния на маршруте, проходившем вблизи оголившихся скальных выходов, искажавших поле полезного излучения. Результаты гамма-съемки на третьем водосборе совпали с измеренными значениями снеготолщин в интервале от 200 до 650 мм в.э. в течение всего сезона. Среднее за сезон отклонение было равно 1,2%, лишь в двух случаях из 12 ошибка превышала 10%.

Сопоставление пространственной изменчивости запасов воды в почве перед выпадением снега с величиной снеготолщин, проведенное в работе М.И. Геткера [31], показало, что ошибка измерений начальных уровней гамма-поля вносит погрешность в 5–6 мм, весьма небольшую по сравнению с величиной снеготолщин (200–1000 мм). Это позволяет считать постоянными средние за три года измерений начальные значения интенсивности.

Оптимальная протяженность маршрутов гамма-съемки в горах, обеспечивающая осреднение мелкомасштабных неоднородностей снежного покрова, составляет на склонах 3,0 км, на плато 2,0 км, на дне долин 0,4 км [35]. Последняя величина должна быть увеличена до 1,0 км с целью набора статистики. Осреднение снеготолщин на конкретной площади по данным гамма-съемки участков любой топографии обеспечивает сглаживание среднемасштабных неоднородностей рельефа [35].

Систематическое занижение значений снеготолщин, рассчитанных по результатам 81 съемки в 1977–1978 гг. на высотах 1200–3300 м, оказалось равным 6% [31]. Величины снеготолщин в данной серии экспериментов были заключены в диапазоне от 140 до 550 мм. Среднеквадратичное отклонение значений снеготолщин, определенное с помощью гамма-съемки, от данных наземных измерений составило для съемок 1977 г. 16%. В 1978 г. за счет усовершенствования методики съемок эта ошибка снизилась до 11% [31]. Низкий уровень полезного сигнала при большой толщине снежного покрова, сравнимый с уровнем фона, ограничивает применение гамма-съемки при оценке снеготолщин величиной 600 мм в.э. При этом ошибка определения последних составляет в среднем 10 % [32]. Автором последней работы предложен способ повышения пределов применимости метода до 800–900 мм в.э. Поскольку пространственные распределения снеготолщин и начальных (осенних) уровней радиации независимы, в каждой высотной зоне нередко встречаются участки с низкими снеготолщинами и высокими начальными уровнями. Проводя съемку на этих участках в то время, когда на других маршрутах снеготолщины превышают 600 мм, и устанавливая по данным предыдущих залетов связи между снеготолщинами этих участков и средними снеготолщинами в рассматриваемой зоне, можно оценить водность снега для всей зоны. В работе М.И. Гет-

кера [32] предложен путь обхода основного недостатка гамма-съемки — ограничения сверху на величину измеряемых снегозапасов. Он состоит в проведении гамма-съемки для оценки снегозапасов меньших 600 мм и измерении мощности снежного покрова по авиадистанционным рейкам при превышении данной величины. Достоинство данной методики заключается в возможности оценки пространственного распределения водности снега для местности произвольной топографии и измерения любой глубины снежного покрова.

Подобные измерения стали проводиться с середины 70-х гг. при массовом размещении на водосборах авиадистанционных реек и замене маршрутной снегомерной съемки наблюдениями на сети этих реек. Выбор мест размещения реек производился на основе принципа оптимального осреднения [34]. Суть его заключалась в формировании групп снегомерных пунктов, средние значения снегозапасов по которым в максимальной степени коррелировали с объемом стока за вегетационный период. Применение данного принципа позволило точнее оценить снегозапасы, чем использование аналогичных связей для каждого пункта наблюдений за снегом [33]. Для выбранных снегопунктов корреляция снегозапасов со стоком должна быть максимально возможной. В то же время корреляция значений снегозапасов на разных пунктах наблюдений должна быть минимальной [34].

Использование результатов измерений глубины снежного покрова по авиадистанционным рейкам с целью расчета снегозапасов предполагает возможность оценки плотности снега. Наибольшую точность обеспечивает прямое измерение плотности при высадке авиадесантов во время проведения наблюдений по рейкам [37]. Возможно определение плотности по ее связи с аналогичной величиной, полученной в те же сроки при наземных снегосъемках.

Существуют также расчетные методы определения плотности снега. Так, О.М.Архиповой и М.И.Геткером [8] предложена эмпирическая связь плотности ρ_c , г/см³, и его толщины h , см, для периода максимальных снегозапасов

$$\rho_c = 0,3 h^{0,30}. \quad (1.12)$$

Значения плотности могут быть оценены также с помощью семейства кривых $\rho_c = f(h)$, построенных с учетом временных изменений плотности для разных величин снегозапасов [37]. При совместном определении снегозапасов по гамма-съемке и толщины снежного покрова по дистанционным рейкам рассчитываются значения плотности ρ_c и выбирается подходящая кривая из данного семейства. При превышении пороговой величины водности снега в 600 мм значения плотности, снимаемые с выбранной кривой, вместе с измеренными по рейкам значениями h используются для вычисления снегозапасов.

Суммарная ошибка оценки снегозапасов по данным гамма-съемки и измерений по дистанционным рейкам составляет 15–25% [37]. Уменьшение величины погрешности оценки снегозапасов при использовании данного метода может быть достигнуто за счет повышения точности определения плотности снега, выбора более репрезентативной сети маршрутов гамма-съемки и сети авиадистанционных реек.

Существо метода измерения снегозапасов на основе регистрации косми-

ческих лучей состоит в оценке их затухания в снежной толще в зависимости от содержания воды в ней. Ослабление потока i -й компоненты космических лучей (нуклоны, мезоны и пр.) в слое снега (или воды) с влагозапасом W описывается экспоненциальным законом

$$I_i(W, H) = I_{i_0}(H) \exp(-\mu_i W), \quad (1.13)$$

где $I_i(W, H)$ и $I_{i_0}(H)$ — интенсивности потока частиц под слоем снега и на его поверхности, H — высота наблюдения, μ_i — коэффициент ослабления i -й компоненты [6, 60]. Из выражения (1.13) вытекает формула для расчета снегозапасов

$$W = -\frac{1}{\mu_i} (\ln [I_{i_0}(H)/I_i(W, H)]). \quad (1.14)$$

Значения μ_i в г/см² равны: для нейтронов с энергией $0,1 < E \leq 30$ Мэв — 0,15; для нейтронов с $E > 30$ Мэв — 0,00645; для мезонов с $E > 30$ Мэв — 0,00076; для протонов с $E > 30$ Мэв — 0,0085; для электронов с $E > 2$ Мэв — 0,00540; для гамма-квантов с $E > 2$ Мэв — 0,00575 [6, 60]. При суточной продолжительности измерений водность снега определяется с 5%-ной погрешностью в следующих пределах: для низкоэнергетических нейтронов — 15–405 мм в.э.; для нейтронов высоких энергий — 350–10 000 мм; для мю-мезонов — 3000–90 000 мм. Отсюда следует, что для оценки снегозапасов практически во всем природном интервале их значений можно ориентироваться на регистрацию нейтронной компоненты космических лучей. Фиксацию мю-мезонных потоков целесообразно проводить лишь при снегозапасах, превышающих 3000 мм.

Использование данного метода позволяет построить автоматизированную систему определения снегозапасов при передаче информации по радио или кабелю в пункт ее приема и обработки. Такая система, включавшая 5 автоматизированных снегомерных пунктов, была размещена в бассейне р. Малой Алматинки на северном склоне Заилийского Алатау на высотах 2200–3000 м. Калибровочная кривая при регистрации интенсивности потока нейтронов строилась по данным маршрутной снегомерной съемки. Фиксировались также потоки космического излучения при отсутствии снега. Измерения влагозапасов проводились в течение трех сезонов для периода с декабря по середину мая [130]. Были зарегистрированы увеличения влагосодержания снега, вызванные снегопадами, а также сходом лавин. Ошибка определения снегозапасов в диапазоне 100–7000 мм в.э. не превышает 10%. Значения снегозапасов с 20 марта по 20 апреля на водосборе одного из притоков р. Малой Алматинки, определенные по многолетним данным наземной снегосъемки, использовались для построения связи со среднесуточными расходами этого притока за май. По величинам снегозапасов, вычисленным при регистрации космических лучей, с помощью данной связи был составлен прогноз значений вышеуказанных величин стока для 1979–1981 гг. Эти значения оказались равными 1,9; 3,2 и 3,75 м³/с при соответствующих фактических значениях — 1,84; 2,98 и 3,71 м³/с [130].

С помощью описанной методики запас воды в снеге определялся также на снеголавинной станции Харамкуль, находящейся в бассейне р. Майхуры (Памир) на высоте 2800 м. Снегозапасы в районе расположения станции

достигают 2000 мм. Запасы воды в снеге измерялись в период с 5 сентября по 15 июня при регистрации жесткой ионизированной компоненты потока космических частиц, а также гамма-излучения изотопного источника, помещавшегося под снегом. Интенсивность потока космического излучения фиксировалась ежесуточно, интенсивности гамма-излучения источника регистрировались (суммировались) раз в пентаду. Ежедневный контроль результатов измерений осуществлялся при определении снегозапасов с помощью снегомера Косарева в радиусе 2 м от прибора. В период снегонакопления ($W \leq 900$ мм в.э.) среднеквадратическое отклонение результатов 125 измерений от контрольных составило для жесткой ионизирующей компоненты космических лучей 31,8 мм, а для изотопного источника по 28 случаям — 13,4 мм.

Основные погрешности метода вызваны изменением статистики измерений потока излучения над и под снежным покровом и в период калибровки, ошибками самой калибровки, неустойчивостью параметров детектора, неоднородностью поверхности снежного покрова и его различной толщиной при измерениях и при калибровке, изменениями влажности почвы в зимний период и пр. [130]. Величины среднеквадратической ошибки измерений снегозапасов при регистрации излучения точечного источника, а также жесткой ионизирующей и нейтронной компонент космического излучения составили соответственно при снегозапасах 50 мм — 30, 68 и 11 мм; при снегозапасах 100 мм — 15, 34 и 7 мм; при снегозапасах 200 мм — 7,5, 17 и 4,5 мм; при снегозапасах 500 мм — 3, 7 и 3 мм [60]. Отсюда следует, что наибольшая точность измерений снегозапасов от 50 до 500 мм может быть достигнута при регистрации потока нейтронов. При увеличении снегозапасов до значения, большего 1000 мм, точность их определения по космическим лучам будет возрастать, а по измерениям интенсивности точечного источника — снижаться вследствие сильного поглощения излучения толстым слоем снега.

1.3. СПОСОБЫ ОБРАБОТКИ ТВ И ИК ИНФОРМАЦИИ О ЗАСНЕЖЕННОСТИ ГОРНОГО БАССЕЙНА

Картирование границ снежного покрова и определение степени заснеженности водосбора в зависимости от исходной информации и аппаратуры, применяемой для ее обработки, могут осуществляться несколькими способами [47, 116]. Первый из них, способ визуального дешифрирования, заключается в выделении дешифровщиком формы и размеров изучаемого объекта по градиентам яркости и подразумевает ручную фиксацию на снимке положения горных хребтов и гидрографической сети, нанесение на него границ исследуемого водосбора и проведение снеговой линии. При этом для исключения перспективных искажений вследствие кривизны поверхности Земли и в целях унификации результатов дешифрирования должна быть выполнена трансформация исходных изображений. К визуальным методам относится и картографирование снега с помощью трансформирующих палеток [24]. Использование таких приборов, как топографический проектор (УТП), электронный планиметр, многозональный проектор (МСП), интерпретоскоп и пр., составляет суть оптико-механических спо-

способов определения заснеженности. Следующая группа — это оптико-электронные методы, предусматривающие возможность обработки изображений с использованием ЭВМ. Включение оператора в процесс дешифрирования осуществляется на уровне задания измеряемых характеристик и информативных участков изображения, т.е. на этапе качественного исследования последнего, и заключается в первую очередь в проведении им трудно алгоритмизируемой процедуры выбора изучаемого объекта. При этом дешифрирование и количественные оценки его результатов производятся автоматически. Наиболее совершенными являются автоматизированные цифровые методы, предполагающие проведение всего комплекса обработки спутниковой информации с помощью универсальных ЭВМ с большим объемом памяти и обширным матобеспечением. Доля участия исследователя состоит в разработке алгоритмов коррекции, распознавания и выделения границ заснеженных площадей с последующим анализом результатов. Однако такие универсальные машинные комплексы обработки очень дороги, сложны и трудно реализуемы.

1.3.1. Традиционные методы обработки и требования к спутниковым данным

Методика обработки спутниковых снимков с целью выявления динамики заснеженности содержит следующие операции [24, 98]: подбор для периодов снегонакопления и снеготаяния в изучаемых районах спутниковых снимков, соответствующих безоблачным или малооблачным условиям; опознавание на всех выбранных снимках исследуемых водосборов по характерным особенностям изображения рельефа; дешифрирование на каждой снимке границ залегания снежного покрова; привязку полученных границ к карте-основе и оценку величин площадей, покрытых снегом; определение высотного положения сезонной снеговой границы.

Дешифровочные признаки снежного покрова с достаточной полнотой описаны в работах [24, 49, 55, 76] и останавливаться на них мы не будем. Значительные перепады яркостей заснеженной и бесснежной поверхностей позволяют уверенно дешифрировать границы областей залегания снега при различных плотностях фототона снимков и, следовательно, определять степень заснеженности. Внутригодовая динамика альбедо до 70–90% для заснеженных поверхностей и до 10–15% для бесснежных, покрытых растительностью, определяет изменение фототона от белого к темному. Чередование областей, меньших элемента разрешения и имеющих разные альбедо, приводит к появлению на снимке промежуточных градаций серого тона. Облачность на фоне снежного покрова выделяется с помощью трех дешифровочных признаков [55]. При наличии стереоснимков с ИСЗ разделение для горных районов снега и облаков под стереоскопом может быть с надежностью осуществлено для снимков масштаба 1 : 1 250 000 и даже 1 : 7 500 000 [28]. Однако применение стереофотограмметрического метода сдерживается его большой трудоемкостью, а также малым числом стереопар.

Чаще встречающиеся при инструментальном дешифрировании задачи — выделение границ объектов, оптическая плотность которых находится в определенных пределах, и привязка изображений к картографической

основе — решаются с помощью преобразований изображений аналого-цифровыми устройствами. Названные преобразования включают в себя [56]:

1. Суммирование изображений, т.е. наложение одного на другой негативов (позитивов) съемки одной территории за последовательные даты. Этим способом могут выделяться участки средней (минимальной) яркости.

2. Квантование изображений на два или несколько уровней, обеспечивающее выделение тонов заданной оптической плотности.

3. Фильтрацию изображений, выполняемую для улучшения качества изображений с высоким уровнем шумов, имеющих нечеткие контуры или расфокусированных, а также для выделения их конкретных особенностей.

4. Различные нелинейные преобразования, например частичное обращение изображения в целях выделения его неоднородностей в определенном интервале плотностей фототона [81].

Способ картирования снежного покрова с одновременной привязкой спутниковых изображений к топографической основе реализован В.Ю.Черновым [116] при использовании эпидиаскопа и передвижного вращающегося экрана, с помощью которого осуществляется трансформация снимков. На фотобумагу, закрепленную на экране, фотографическим способом переносятся результаты трансформирования и привязки, туда же впечатывается нужная топоснова (гидрография, орография, гипсометрия). Для установления степени заснеженности бассейна на отпечатки таким же путем можно нанести его границы, высота снеговой линии определяется по ее положению между конкретными изогипсами карты.

Ряд характеристик снежного покрова может оцениваться с использованием микрофотометрического метода. Так, в [24] описана методика определения размеров площади, покрытой снегом, заключающаяся в построении связи оптической плотности изображений земной поверхности, полученной при микрофотометрировании, с коэффициентами яркости участков этой поверхности. Степень заснеженности территории находилась для различных значений коэффициента яркости с помощью градуировочных кривых. Результаты микрофотометрирования могут быть применены для дешифрирования гидрологических объектов. В качестве дешифровочных признаков используются статистические параметры изображений объектов или их комбинации.

Отметим ряд факторов, наличие которых вызывает определенные трудности при дешифрировании по ТВ и ИК снимкам границ снежного покрова в горных районах — облачность, тени от хребтов, дающие темный тон изображения даже при 100%-ной заснеженности, сильная залесенность водосборов, зависимость яркости изображений от ориентации склонов, а также от высоты солнца [75]. Существенными оказываются также искажения вследствие попадания исследуемого водосбора на самый край снимка и помехи, связанные с флуктуациями яркости, контраста и тона изображений и неодинаковым режимом их фотообработки.

Рассмотрим возникающие при картировании снежного покрова требования к повторности съемок с ИСЗ и разрешению изображений. Для моделирования талого стока наиболее важна информация о сходе снежного покрова в весенние месяцы, когда регулярные изменения заснеженности водосбора максимальны. Однако при проведении даже ежедневной ТВ съемки

Таблица 1
Требования к точности определения характеристик снежного покрова по данным дистанционного зондирования [179]

Характеристика	Горизонтальное разрешение		
	максимальное	минимальное	оптимальное
Альbedo снежного покрова	10 км	100 км	25 км
Снежный покров ледников	10 м	100 м	25 м
Осадки	0,1 км	10 км	1 км
Площадь снежного покрова	0,03 км	10 км	1 км
Снеговая линия	0,03 км	10 км	1 км
Водозапасы снежного покрова	0,03 км	10 км	1 км
Фактическое содержание воды в снежном покрове	0,03 км	10 км	1 км
Температура поверхности снега	0,03 км	10 км	1 км

с ИСЗ вследствие возможной мощной облачности в этот период далеко не все снимки будут пригодны для прослеживания динамики заснеженности. Например, для горного окаймления Ферганской долины март и апрель характеризуются минимальной повторяемостью ясного состояния неба, не превышающей 20–25% [113]. К маю значения этой величины увеличиваются до 40%. Количество снимков за данный трехмесячный отрезок времени, которые можно было использовать для оценки покрытости, в разные годы колебалось от 17 до 28 при среднем значении для 11 проанализированных лет, равном 23 [113]. В этой же работе оценивается вероятность получения спутниковой информации, пригодной для определения заснеженности, при съемке через конкретный временной интервал. При получении снимков через день возможны потери от 40 до 60% приемлемой для исследований информации, при пентадной съемке эти потери возрастают до 60–95%; они достигают 100%, т.е. полного отсутствия данных, при повторности съемки через 6–7 дней. Отсюда следует, что без потерь можно обойтись только при ежедневном получении информации, часть которой, пригодная для оценки заснеженности, составляет в среднем лишь 25% от ее общего объема.

Требования к разрешению спутниковых изображений и частоте наблюдений, сформулированные ВМО в 1984 г., а также требования к точности определения по дистанционным данным осадков и характеристик снежного покрова для водосборов с площадью, превышающей 1000 км², приведены в табл. 1. В табл. 2 представлены возможности реализации этих требований с помощью съемочной аппаратуры ИСЗ "Метеор" и "Космос". Пространственное разрешение системы формирования изображений ИСЗ "Landsat-4" примерно в 3 раза больше, чем у предыдущих спутников этого типа. Оно достигает 30 м в надире, а элемент разрешения на поверхности Земли (пиксел) составляет 0,09 га [181]. Каждый из чувствительных элементов

Частота съемки			Точность			Примечание
максимальная	минимальная	оптимальная	максимальная	минимальная	оптимальная	
1 сут	30 сут	7 сут	1%	10%	5%	В целях мониторинга климата
1 сут	30 сут	7 сут	1%	5%	2%	
0,5 ч	12 ч	0,5 ч	10%	30%	20%	Для оперативных гидрологических целей
0,5 сут	7 сут	1 сут	2%	10%	5%	
0,5 сут	7 сут	1 сут	1%	5%	2%	
0,5 сут	7 сут	1 сут	1 мм	100 мм	10 мм	
0,5 сут	7 сут	1 сут	1 мм	50 мм	5 мм	
12 ч	7 сут	24 ч	0,2°С	1°С	0,5°С	

этой системы имеет шкалу серых тонов 256 градаций вместо 64. Такое увеличение разрешающей способности обеспечено установлением на "Landsat-4" так называемого "тематического картографа", ведущего многозональную съемку в видимом и ИК участках спектра, соответственно по двум и четырем каналам, в том числе с $\lambda = 1,55-1,75$ и $2,08-2,35$ мкм, а также в тепловом диапазоне. Проведение съемок в диапазоне 1,55–1,75 должно дать возможность выделения облачности на фоне снега. Оценка разрешающей способности ТВ информации η получена Б.К.Царевым [110] при выводе аналитического выражения для относительной ошибки δ определения степени заснеженности бассейна $S_{отн}$:

$$\delta = \frac{\Delta S_{отн}}{S_{отн}} = 2\sqrt{\pi} \frac{\eta}{\sqrt{F}} a(1+b+(1-b)S_{отн}), \quad (1.15)$$

где F — площадь бассейна, a и b — параметры, a зависит от длины периметра водосбора и его площади и определяется по карте, b связан с общей суммой длин всех рек бассейна L . Значение L равно DF , где D — коэффициент густоты речной сети. Коэффициенты связи рассчитываются методом наименьших квадратов. Из выражения (1.15) следует, что величина η — функция степени заснеженности и задаваемой точности ее определения, зависящая также от площади и формы бассейна. Наиболее существенный фактор этой зависимости — площадь водосбора. На рис. 1 представлены линии связи величин η с площадью бассейна и степенью его заснеженности $S_{отн}$ при фиксированном значении относительной ошибки δ определения величин $S_{отн}$, равном 0,1, и значениях параметров, осредненных по 16 водосборам рек горного окружения Ферганской долины. При уменьшении размеров исследуемой площади в 10 раз разрешающая способность должна быть увеличена в 3 раза. При 10%-ном уровне ошибки определения степени

Таблица 2

Характеристики информации и аппаратуры ряда метеорологических ИСЗ "Метеор" и природно-ресурсных ИСЗ "Космос" [95]

ИСЗ	Средняя высота полета, км	Период обращения, мин	Вид аппаратуры	
Метеор-32	655	97,6	МСУ-С	Сканирующая аппаратура телевизионного типа
			МСУ-СК	
			МСУ-В	
Космос-1500	665	97,8	МСУ-М	Сканирующая аппаратура телевизионного типа
			РЛСБО	
Космос-1602	665	97,8	МСУ-М	Сканирующая аппаратура телевизионного типа
			МСУ-С	
			МСУ-СК	
Космос-1689	650		МСУ-С	Многозональное сканирующее устройство
			МСУ-СК	
			МСУ-Э	

заснеженности положение снеговой линии по гипсографической кривой находится с точностью до 100 м [110]. Таким образом, при изучении динамики заснеженности разрешающая способность ТВ аппаратуры должна составлять 100–200 м для бассейнов площадью порядка 1000 км² и 30–70 м для бассейнов площадью порядка 100 км².

Остановимся более подробно на вопросах картирования снежного покрова. При визуальном или оптико-механическом дешифрировании его границ картирование осуществляется, как правило, одним из следующих способов [167, 173].

Спектральный диапазон, мкм	Разрешение на местности (в надире), м	Ширина полосы обзора, км	Масштаб снимка
0,5–0,7 0,7–1,0	200	1380	
0,5–0,6 0,6–0,7 0,7–0,8 0,8–1,1	200	590	
0,5–0,7 0,7–0,8 0,8–1,0	30	30	
0,5–0,6 0,6–0,7 0,7–0,8 0,8–1,0 $\lambda = 3,2$ см	1000 По дм каналу $2,5 \cdot 0,8 \text{ км}^2$ По м каналу $2,5 \cdot 3,0 \text{ км}^2$	1920 460	$1 : 12 \cdot 10^6$ $1 : 12 \cdot 10^6$
0,5–0,6 0,6–0,7 0,7–0,8 0,8–1,0	1000	1920	$1 : 12 \cdot 10^6$
0,5–0,7 0,7–1,1 0,6–0,8	200 500	1380 950	$1 : 5 \cdot 10^6$ $1 : 5 \cdot 10^6$
0,57–0,70 0,70–0,99	347	1300	$1 : 5 \cdot 10^6$
0,54–0,60 0,61–0,71 0,71–0,78 0,82–1,00 10,3–12,8	По кадру 244 820	По строке 175 590	600 $1 : 3 \cdot 10^6$
0,50–0,59 0,61–0,69 0,80–0,92	68	45	$1 : 2,5 \cdot 10^4$

1. На снимке выделяется снеговая линия, которая наносится на карту водосбора. Значения площади заснеженности участков оцениваются при их планиметрировании.

2. Средняя высота снеговой границы определяется при интерполяции ее положения между изогипсами карты. По полученным значениям высоты с помощью гипсографической кривой находится площадь, занятая снегом.

3. Водосбор разбивается на квадраты сетки, для каждого из которых регистрируется степень заснеженности. Общая площадь снежного покрова

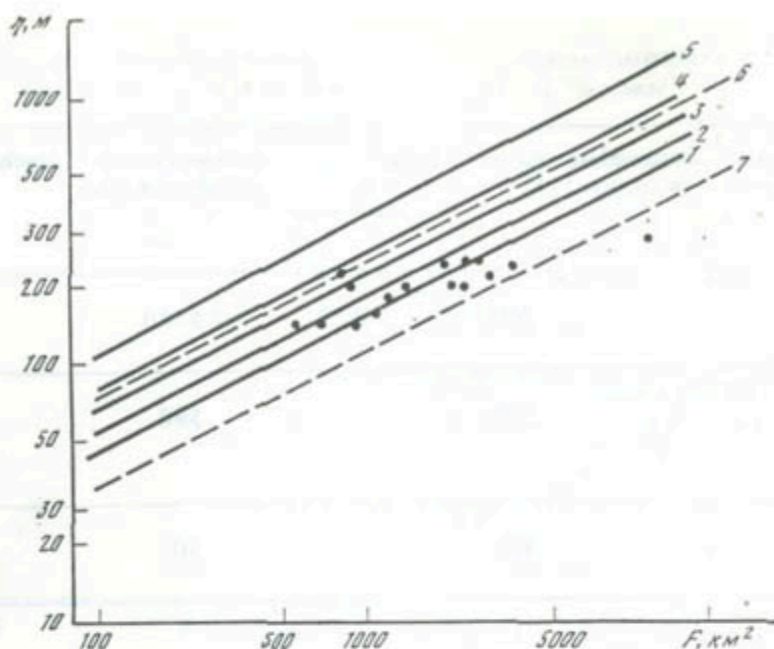


Рис. 1. Зависимости разрешающей способности ТВ информации η от площади горных водосборов F и степени их заснеженности при относительной ошибке определения заснеженности, равной 0,1, и разных значениях параметров a и b в формуле (1.15) [110]

1–5 — при заснеженности 0; 0,25; 0,5; 0,75; 1,0 и средних значениях параметров a и b ; 6, 7 — при нулевой заснеженности и значениях параметров, отличающихся от средних на величины средних квадратических отклонений. Точки соответствуют значениям b для каждого из 16 бассейнов

для бассейна получается при суммировании найденных значений по всем квадратам.

На практике часто используются различные комбинации названных способов. Весьма распространен следующий прием: оценка по ТВ изображению степени заснеженности бассейна с последующим определением по найденному значению и гипсографической кривой водосбора высотного положения снеговой границы. Именно такой способ был использован нами и Л.К.Поплавской [84] для оценки заснеженности ряда водосборов северного склона Ферганской долины, проводившейся с целью идентификации параметров модели формирования талого стока (гл. 3). Способ, обратный изложенному, применен Б.К.Царевым [111] для оценки распределения заснеженных площадей по высотным зонам на основе данных о средней по всему бассейну высоте снеговой границы. Тот факт, что распределение площади по высоте бассейна и распределение заснеженности практически подчинялись нормальному закону, позволил вывести связи высоты снеговой границы со средневзвешенной высотой заснеженной площади z_0 и среднеквадратичным отклонением σ высот от z_0 . Подбирая среди результатов аэрофотосъемки за разные годы данные с z и σ , ближайшими к z_0 и σ , соответствующим заданной высоте снеговой границы, Б.К.Царев принимал распределение выбранной аэрофотосъемки (аналога) за фактическое распределение площади снега по высоте. В другом варианте значения z и σ вычислялись по найденным уравнениям связи. Для начала снеготаяния лучшие результаты дает метод аналога, подходящий больше для тех бас-

сейнов, гипсографическая кривая для которых не совпадает с кумулятой нормального распределения. Недостаток способа гипсографической кривой состоит в допущении, что вся зона выше снеговой линии является областью 100%-ной заснеженности.

Картометрический метод, при котором высота снеговой линии определяется по ее положению между изогипсами топоосновы, позволяет оценивать размеры заснеженных площадей с точностью до величины разрешения изображений. Это дает возможность проследить за сезонными изменениями положения снеговой границы на склонах разной ориентации в пределах одного бассейна. Наибольшие ошибки этого способа обусловлены невысокой точностью нанесения снеговой линии на топографическую карту.

Отметим условность понятия снеговой границы, используемого при определении характеристик снежного покрова по спутниковым данным. Физически такая граница — это линия равновесия в каждый данный момент процессов снегонакопления и снеготаяния. Вследствие неоднородности условий их протекания на водосборе представление об этой границе как о линии, находящейся на определенном высотном уровне, не имеет смысла — образуется широкая до нескольких сотен метров по высоте область несплошного снежного покрова, дешифрируемая на снимках среднего разрешения серым тоном. Естественная генерализация спутниковых изображений не позволяет оценить заснеженность этой полосы — при использовании снимков большего масштаба она распадается на группы белых и темных пятен, отвечающих заснеженным и бесснежным участкам.

В практике дешифрирования при различении на снимке темного и белого тонов граница снежного покрова проводится по линии их раздела, при возможности выделения темного, белого и серого тонов — по средней линии серого тона. И в том и в другом случае принимается, что снеговая линия соответствует 50%-ной заснеженности [24, 28, 115]. Переходная область серого тона также считается зоной 50%-ной покрытости. Учитывая невозможность точной оценки заснеженности этой зоны, В.Ю.Чернов [117] предложил проводить снеговую границу по линии наибольшего контраста темного и серого тонов, т.е. по нижней границе области пятнистого залегания снега.

Примером применения метода подсчета покрытости по элементам сетки может служить работа Т.Андерсена [126], в которой для каждого пиксела размером $900 \times 900 \text{ м}^2$ на нескольких горных водосборах Норвегии вычислялись значения заснеженности по градациям — 0, 20, 40, 60, 80 и 100%. Эти величины рассчитывались по связям яркости изображения и покрытости, установленным для характерных участков бассейнов размером от 20 до 40 пикселов и предполагавшимся линейными. Контроль величин заснеженности осуществлялся по наземным точкам с известными координатами.

Точность картирования снежного покрова зависит от разрешения снимков, качества изображений, точности дешифрирования и географической привязки, используемого метода оценки заснеженности, а также от особенностей исследуемого бассейна [75, 96]. Погрешность определения границ заснеженных участков оценивается при сравнении высот снеговой линии, полученных по спутниковым данным и найденных с помощью наземных измерений, аэрофотосъемки, аэровизуальных наблюдений, в том числе

по дистанционным рейкам, а также спутниковой информации большего разрешения.

Наибольшую точность из способов измерений заснеженности, результаты которых принимаются за эталонные, дают аэрофотосъемки [96], а из способов обработки материалов съемки с ИСЗ — разбиение водосбора по элементам сетки и подсчет покрытости, проводимые с помощью ЭВМ [75]. Так, погрешность оценки высоты снеговой границы, проведенной при визуальном дешифрировании данных ИСЗ "Метеор", относительно результатов аэрофотосъемки для ряда водосборов Станового нагорья не превышала 150 м, а ошибка определения заснеженности водосбора составляла в среднем 6% [96]. Аналогичная величина для водосборов рек Ферганской долины в 60% случаев была порядка 150 м. В трех случаях из 60 ошибка превышала 300 м, ее среднее значение составляло 250 м [24]. Точно такая же средняя величина погрешности зафиксирована для данного района в работах [103, 109, 110] при сравнении полученных аналогичными способами оценок. Средняя ошибка определения высоты снеговой линии при визуальном дешифрировании для четырех алтайских рек также равнялась 250–300 м [22]. Погрешность оценки покрытости бассейнов снегом была заключена в интервале 2,3–5,0% при среднем значении 3,2%.

Дж.Ханнафорд и Р.Холл [151], используя ТВ данные ИСЗ "Landsat" и "NOAA" с разрешением соответственно 80 м и 1 км, оценивали заснеженность нескольких десятков водосборов в горной части Калифорнии. За эталон принимались результаты аэрофотосъемки тех же бассейнов. При сравнении данные "Landsat" практически совпадали с данными аэрофотосъемки, погрешность оценки покрытости по данным "NOAA" составляла от 8 до 14%.

Значения погрешности картирования снежного покрова по данным ИСЗ, приведенные В.В.Куприяновым и В.Г.Прокачевой [75], оказались следующими: при сравнении с результатами аэровизуальных наблюдений — 0–14%, с данными аэрофотосъемки — 1–4, с результатами расчета по модели формирования стока SSARR — 1–17%, при сравнении данных ИСЗ "NOAA" и "Landsat" — 1–6%, а данных "NOAA" и "GOES" — 3,25%.

Для бассейнов рек горного обрамления Ферганской долины ошибка определения высоты снеговой границы оптико-механическим способом относительно данных авиаразведки в половине случаев не превышала 150 м при среднем ее значении 160 м и среднеквадратичном — 190 м [112]. Средняя погрешность стереофотограмметрического определения высоты снеговой линии [28] получилась равной 150 м, а среднеквадратичная — 120 м. А.К.Багчи [132], проецируя снимок с "Landsat" масштаба 1 : 1 000 000 на карту стотысячного масштаба с изогипсами через 40 м и отмечая положение границы области залегания снега по этим изогипсам через 1 км, определил высоту снеговой линии с погрешностью 47 м.

Таким образом, при использовании традиционных методик визуального и оптико-механического дешифрирования спутниковых изображений малого и среднего разрешения с метеорологических ИСЗ точность оценки высотного положения снеговой границы для горных водосборов площадью от сотен до нескольких тысяч квадратных километров равна 150–250 м, а ошибка определения степени заснеженности составляет 5–10%.

1.3.2. Интерактивный способ обработки видеoinформации

Создание методов обработки данных дистанционного зондирования с помощью ЭВМ было обусловлено значительным увеличением объема регистрируемой спутниками информации, улучшением ее качества и относительной регулярностью поступления, позволяющей следить за динамикой наземных процессов, в частности за изменениями состояния снежного покрова. Появление способов обработки изображений, основанных на анализе их по элементам, позволило выделить и классифицировать с помощью соответствующих алгоритмов различные гидрологические образования в разных зонах спектра по заданным уровням яркости. Ряд результатов был получен уже к середине 70-х годов [168]. Так, М.Майер и В.Эванс [167] с помощью электронной консоли Стэнфордского исследовательского института ESIAC фиксировали для каждого пиксела наличие снега по градациям яркости — чистый снег, снег и растительный покров, снег и скалы, а также рассчитывали площади соответствующих участков. В работах К.И.Иттена [153] и А.Рэнго, К.И.Иттена [173] приводится сравнение результатов обработки трехканального изображения с ИСЗ "Landsat-1" с помощью интерактивных систем "LARSYS", "Stansort" и "Image-100" семи различных типов подстилающей поверхности водосбора р. Булл Лейк Крик (горная система Винд Ривер, Вайоминг, США) — сухого снега с большой отражающей способностью; слабоотражающего снега, подвергавшегося фазовым превращениям; снега в лесу; переходной зоны пятнистого залегания снега; бесснежного леса или другого вида растительности; воды и теней; неклассифицированных участков. Рассчитывалась также площадь заснеженных участков. В качестве тестовых при сопоставлении результатов использовались данные цветной аэрофотосъемки. Точность классификации названных типов поверхности системой "LARSYS" составила 92%, системой "Stansort" — 90, системой "Image" — 87%. Система "Image-100" оказалась наиболее быстросействующей, "LARSYS" — самой медленной.

Используя аналогию со способом визуального дешифрирования снеговой границы при проведении ее по изогипсам топографической карты, И.С.Гарелик и Д.С.Селифонова предложили метод расчета высот снеговой линии, основанный на сопоставлении трансформированных координат точек последней с численной моделью рельефа [27]. Авторы вводили в ЭВМ определенные по топокарте данные о цифровой модели рельефа и высотах его характерных особенностей, служащих для точности привязки, а также измеренные в координатной системе снимка координаты тех же особенностей и точек снеговой линии, высоты которых подлежат оценке. После расчета поправок к координатам изображения характерных точек составляется система уравнений связи этих координат с плановыми координатами данных точек

$$\begin{aligned} X &= a_0 + a_1x + a_2y + a_3x^2 + a_4xy + a_5y^2 + a_6x^3 + \dots, \\ Y &= b_0 + b_1x + b_2y + b_3x^2 + b_4xy + b_5y^2 + b_6x^3 + \dots, \end{aligned} \quad (1.16)$$

где X , Y — координаты точек карты, x , y — соответствующие координаты этих точек на снимке. Коэффициенты a_i и b_i находятся методом наименьших квадратов, после чего по координатам точек снеговой границы на снимке определяются их координаты X , Y на карте, по которым на основе

числовой модели рельефа находятся соответствующие высоты. Трансформирование проводилось по 16 опорным точкам с помощью квадратичных полиномов. Погрешность оценки высот получилась порядка 200 м. Авторы считают реальным увеличение точности до 100 м за счет соответствующего выбора характерных точек и использования снимков большего разрешения. При автоматизации процедур предложенного алгоритма считывание с карты координат изолиний рельефа или опорных точек и введение их в память центрального процессора должно осуществляться с помощью оцифровывающих приборов, а выделение на снимке границы снежного покрова с установлением координат отдельных ее точек — с помощью любого из интерактивных комплексов.

Возможности оперативного применения дистанционной информации значительно расширились в результате появления методов ее автоматизированной обработки. Так, при зондировании снежного покрова обработанные спутниковые данные могут быть доступны меньше чем через 72 часа после их регистрации [144], а карты заснеженности водосборов — даже через одни-двое суток [126]. Требования потребителей этой информации к скорости ее получения и к ее качеству как главную выделили задачу создания совершенного математического обеспечения ее обработки на специализированных видеокомплексах, реализованных на базе мини- или универсальных ЭВМ. Объем массивов поступающих данных представляет существенную трудность для разработки подобного обеспечения. Так, при 4-канальной съемке участка поверхности площадью 200 км^2 с разрешением порядка 100 м^2 этот объем достигает 10 Мбайт [13].

Качество созданного математического обеспечения определяется его универсальностью при решении прикладных задач разного уровня, а также разработанностью сервисных программ. Совокупность этих свойств приобретает при соединении в одном пакете программ большого количества элементарных алгоритмов обработки изображений. Для эффективного функционирования комплекс программ должен содержать порядка тысячи таких алгоритмов [46]. По своему функциональному назначению каждый из алгоритмов комплекса используется на каком-нибудь из этапов обработки видеоинформации — при вводе изображений в систему, для предварительной или тематической обработки, при выводе (визуализации) результатов или входит в набор программ управления.

В задачи предварительной обработки входят проведение геометрических преобразований изображений, их радиационной и радиометрической коррекции. Геометрическая коррекция подразумевает устранение ошибок, возникающих за счет характера движения спутника относительно Земли, из-за ее вращения, вследствие кривизны земной поверхности и по ряду других причин. При больших искажениях каждое преобразование должно производиться по отдельности, что приводит к длительной загрузке центрального процессора.

В работе В.П. Бочарова, С.М. Сажина [16] предложены алгоритмы геометрической коррекции, которые требуют незначительного времени для реализации и могут использоваться в оперативном режиме. Ошибка определения линейных размеров объектов, составлявшая 300–450%, уменьшилась в результате применения этих алгоритмов до 2–3%. В работе С.М. Сажина [102] предложен способ устранения одного из основных

видов геометрических искажений (изменения масштаба изображения в направлении, перпендикулярном плоскости орбиты), возникающего вследствие конструктивных особенностей сканирующих датчиков. Даже при использовании центрального процессора мини-ЭВМ данный алгоритм позволяет трансформировать многозональную информацию в оперативном режиме одновременно для всех каналов.

Один из видов геометрических преобразований спутниковых данных — их координатная привязка, заключающаяся в приведении изображений к определенной картографической проекции или в расчете и впечатывании в изображение сетки параллелей и меридианов. Алгоритмы привязки используются при обработке и фото, и сканерных изображений. Они могут основываться как на уравнениях связи между координатами точек земной поверхности, углами ориентации спутника и параметрами его орбиты при учете закона сканирования [107], так и на методе определения элементов внешнего ориентирования по опорным точкам с помощью аппроксимации степенными полиномами [104]. В работе Т.А. Внучковой, Д.А. Усикова [18] описан алгоритм геометрического преобразования сканерных изображений по опорным точкам при неизвестном законе трансформации, например при возникновении искажений вследствие крена и качаний носителя. Аппроксимация зависимости между координатами карты и изображения осуществлялась специально подобранной функцией.

Радиационная коррекция заключается в устранении искажений структуры сигнала, отраженного земной поверхностью, от момента его регистрации на борту ИСЗ до начала тематической обработки. Значительная часть этих искажений происходит при прохождении сигнала через толщу атмосферы. Алгоритмы радиационной коррекции представляют собой преобразования яркости входного файла, предполагающие приведение изображения к определенным стандартным условиям съемки. Влияние атмосферы может учитываться с помощью модели процесса переноса излучения в атмосфере [58, 59], параметры которой определяются по результатам актиметрических наблюдений и данных измерений радиозондов и ракет. Радиометрическая коррекция, предшествующая радиационной, состоит в устранении (с помощью различных калибровок) погрешностей, вносимых съемочной аппаратурой и аппаратурой передачи информации. Учет искажений, вызванных неравномерной освещенностью различных участков изображения, приводит к увеличению яркости объектов при удалении от центра снимка [59]. В результате радиационной коррекции [58, 59] возросла контрастность изображений. Сравнение результатов расчетов, производившихся с учетом анизотропии отражения радиации снежным покровом, с данными самолетных наблюдений показало [57], что пренебрежение упомянутым фактором при оценке яркости изображения заснеженной поверхности может привести к погрешности до 30%.

Неучет яркости атмосферной дымки может дать погрешность для снежного покрова до 50% [57].

Тематическая обработка — наиболее сложный этап автоматизированной обработки и анализа видеoinформации, требующий значительных затрат машинного времени и большого объема оперативной памяти. Пакет прикладных программ тематической обработки составляют алгоритмы распознавания различных географических образований, их классификации и

последующих оценок параметров: расчета площадей участков, однородных по каким-либо свойствам, выделения их границ и т.п.

Возможны два подхода к распознаванию на снимках гидрологических объектов — интерпретационный и формальный. Первый из них отвечает дешифрированию изображений традиционными способами и предполагает выявление гидрологической сущности объекта, второй реализуется при автоматизированной обработке и состоит в определении принадлежности объекта к какому-нибудь заданному классу [106]. В основе существующих схем машинного распознавания лежат либо вероятностная, либо детерминистическая концепции. Вероятностные схемы построены с помощью байесовой теории принятия решения. В детерминистических, характеризующихся реальной связью между подлежащим распознаванию объектом и принимаемым при этом решением, как правило, используются различные метрические соотношения.

При статистическом подходе [9, 101] полагают, что дешифрируемое гидрологическое образование с некоторой вероятностью относится к любому из классов изучаемой совокупности объектов. Эта вероятность оценивается с учетом характеристик конкретных изображений, а также статистических данных о соответствующих параметрах классов, таких, как размеры, форма, спектральные свойства изображения и пр. [106]. Решение о принадлежности объекта тому или иному классу принимается с помощью заранее выбранного статистического критерия, определяемого в основном функциональной основой объекта. Такая процедура классификации выполняется при наличии банка априорных данных, представляющих спектральные характеристики известных природных образований (эталонных участков поверхности), полученные при аэровизуальных или наземных наблюдениях. Априорная информация используется на этапе обучения ЭВМ, т.е. на стадии формирования дешифровочных признаков. При отсутствии априорной информации классификация объектов дешифрирования осуществляется с помощью методов кластерного анализа [70].

Использование детерминистической схемы распознавания для выделения площадей сплошного и пятнистого залегания снежного покрова и полностью освободившихся от снега описано В.В. Сумароковой, Л.П. Бабкиной [106]. Целиком заснеженные и бесснежные области распознаются со 100%-ной вероятностью по каждому из четырех каналов: 0,5–0,6; 0,6–0,7; 0,7–0,8; 0,8–1,0 мкм. Ошибки распознавания зоны несплошного снежного покрова составляют по диапазонам: 0,5–0,6 мкм — 22%, 0,6–0,7 мкм — 16%, 0,7–0,8 мкм — 12%, 0,8–1,0 мкм — 41%. Большая погрешность дешифрирования в ближней ИК зоне вызвана совпадением фототона изображения пятнистого покрова и влажной поверхности почвы.

Идентификация границ участков поверхности, необходимая при картографировании, может быть осуществлена с помощью предназначенных для этого алгоритмов. Данная процедура предполагает выделение однородных по какому-нибудь спектральному признаку областей без опознавания каждого пиксела. Выделенные участки классифицируются для каждого из них целиком. Один из простых алгоритмов состоит в расчете средней яркости и дисперсии для нескольких точек линии сканирования с последовательной заменой крайней точки на рядом лежащую. Резкое увеличение дисперсии соответствует точке из другой области, что и служит признаком

границы участка [69]. Существуют и другие алгоритмы нахождения границ областей, в частности, с применением кластерного анализа.

В настоящее время организация программного обеспечения видеокomплексов для обработки дистанционной информации осуществляется следующим образом. Практически все алгоритмы тематической обработки состояются из наборов отдельных подпрограмм, отвечающих выполнению того или иного преобразования изображения. Характером решаемой задачи определяется, из каких программ существующей библиотеки должен быть сформирован пакет, соответствующий выбранному способу обработки. При работе в диалоговом режиме, свойственном для существующих интерактивных систем, в программном обеспечении ряда комплексов предусмотрена возможность вызова пакетов целевых программ из библиотек, составленных по типу "меню" (вопрос—ответ).

Программы обработки видеoinформации из библиотеки, организованной по такому принципу, обеспечивают [108]: организацию результатов расчета в виде изображения или графика; приведение яркости изображений к определенному интервалу яркостных градаций; выделение определенным цветом каждого из уровней яркости черно-белого изображения или синтез цветного изображения из разноканальных черно-белых; геометрические преобразования изображения — сдвиги, отображения симметрии, повороты, произвольную трансформацию; спектральные преобразования; фильтрацию изображений; получение гистограмм (например, распределения объектов в соответствии с занимаемой ими площадью); выявление принадлежности разных пикселей одному объекту дешифрирования; выделение контуров объектов; визуализацию изображения в виде рельефа, высота каждой точки которого пропорциональна яркости в этой точке. Подобный набор программ не исчерпывающий — он подлежит расширению и модификации в соответствии с уровнем требований решаемых задач.

Дальнейшее повышение эффективности обработки данных дистанционного зондирования может обеспечиваться созданием централизованной иерархической структуры ВЦ и терминалов. В рамках такой организации головной ВЦ должен хранить банки видеоданных, полученных в результате обработки центрами предыдущего уровня, и обеспечивать обмен с ними этой информацией. ВЦ средней ступени должны ориентироваться на решение конкретных тематических задач и быть связанными с терминалами, предназначенными для ординарной обработки видеоизображений. Такая реализация процесса обработки видеoinформации позволит проводить ее в оперативном режиме в соответствии с требованиями прогноза и управления природными, в частности водными объектами.

1.4. ИССЛЕДОВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ПО ДАННЫМ ЗОНДИРОВАНИЯ В МИКРОВОЛНОВОМ ДИАПАЗОНЕ

Оценка характеристик снежного покрова по спутниковой информации возможна не только в ТВ и ИК диапазонах. Картирование областей залегания снега, определение его толщины и снегозапасов, а также выявление состояния снежного покрова и, следовательно, выделение площадей одно-временного снеготаяния могут производиться по измерениям с ИСЗ в

микроволновой области спектра ($\lambda = 0,1-30$ см) с помощью активной (радарной) и пассивной (радиометрической) систем. Возможность измерений характеристик снежного покрова в микроволновом диапазоне обусловлена большой разницей значений диэлектрической постоянной сухого и влажного снега. Резкое увеличение ее значения при появлении в снежной толще первых порций талой воды вызывает всплеск эмиссионной способности снега и, как следствие, возрастание радиояркостной температуры. Анализ времени прохождения радиосигналов со спутника до Земли и обратно при активной локации показывает соотношение высот различных элементов рельефа земной поверхности — ровной местности соответствует меньшая энергия отраженного радиоизлучения, чем шероховатой. При пассивном микроволновом зондировании радиометр, установленный на борту ИСЗ, регистрирует излучение, эмитируемое наблюдаемым объектом. К достоинствам микроволнового зондирования следует отнести его всепогодность, способность микроволнового излучения проникать сквозь снежную толщу и возможность съемки независимо от условий освещения как в дневное, так и в ночное время. Влияние атмосферы на микроволновую радиацию поверхностей с коэффициентом излучения $0,90 \leq \chi \leq 0,98$ (лед, снежный и растительный покров) незначительно — изменения радиояркостной температуры на верхней границе атмосферы за счет поглощения в ее толще и в осадконесущих облаках для $\lambda = 0,8$ см составляют $4-6^\circ$ при вариациях полного поглощения от 0 до 1 непера и при температурах поверхности 260, 280 и 300 К [10, 11]. Следует отметить, однако, существенно меньшую разрешающую способность микроволновой аппаратуры по сравнению с ТВ и ИК датчиками. Пространственное разрешение микроволнового сканирующего радиометра (ESMR), установленного на борту ИСЗ "Nimbus-5, -6" и работавшего на длине волны $\lambda = 1,55$ см, составляло в надире 25 км, повторность съемки — 24 часа для "Nimbus-5" и 48 часов для "Nimbus-6". Разрешающая способность 5-канального сканирующего микроволнового радиометра (SMMR), находящегося на борту спутника "Nimbus-7", составляет на длине волны $\lambda = 0,81$ см ($\nu = 37,0$ ГГц) — 25 км; $\lambda = 1,36$ см ($\nu = 21,0$ ГГц) — 50 км; $\lambda = 1,66$ см ($\nu = 18,0$ ГГц) — 60 км; $\lambda = 2,8$ см ($\nu = 10,7$ ГГц) — 90 км; $\lambda = 4,54$ см ($\nu = 6,6$ ГГц) — 150 км [155].

Интенсивность микроволнового излучения снежного покрова зависит от физической температуры поверхности, плотности снега, размеров снежных зерен и состояния подстилающей поверхности под снегом, в частности от наличия растительности и влагосодержания почв. Существенная составная часть исследований свойств снежного покрова с ИСЗ — проведение одновременных со съемкой наземных измерений его характеристик, необходимых для выявления связей этих характеристик с радиояркостной температурой и тарировки построенных кривых.

Степень заснеженности — параметр, наиболее просто определяемый по результатам микроволнового зондирования. Снеговая линия идентифицируется по радиометрическим данным при $\lambda = 0,81$ и $1,66$ см вследствие сильного убывания радиояркостной температуры при переходе от бесснежной поверхности к снегу (диэлектрическая постоянная снега меньше чем у сухой почвы). Данные калибруются при сравнении яркостей в разных каналах — по градиентам между каналами значений радиояркостных

$$\text{температур} \quad \text{grad } T_{\text{ярк}} = \frac{T_{\text{ярк } \nu_1} - T_{\text{ярк } \nu_2}}{\nu_1 - \nu_2} \quad (1.17)$$

или по наземным наблюдениям. Определенная таким образом снеговая граница хорошо соответствует снежному покрову толщиной не меньше 5 см [155]. Влажный снег высотой 4–6 см и менее не регистрируется с помощью SMMR, однако если снег сухой, может даже быть зафиксирован снежный покров толщиной 0–2 см [155].

Данные микроволнового зондирования позволяют судить о положении снеговой границы на обширных горных территориях. Так, в работах Р. Сингха [183] и Р. Сингха и Н. Виаса [184] по результатам анализа материалов, полученных микроволновым радиометром SAMIR, установленным на борту индийского ИСЗ "Bhaskara-2", за шесть месяцев было определено положение снеговой линии для района между 25 и 35° с.ш. и 70 и 90° в.д. в Гималаях. Пространственное разрешение данных — 125 км на местности. Точность определения радиояркостной температуры поверхности — выше 1 К. Для анализа были сформированы кластеры по градациям радиояркостных температур, соответствующим частотам 19–22, 22–31 и 31–39 ГГц. Оказалось возможным отнести каждый из кластеров к одному из трех типов, первый из которых соответствовал постоянному снежному покрову, а два других — сезонному с разными скоростями аккумуляции и абляции. Авторами также была разработана модель, в которой учитывались физические свойства снега, а значения радиояркостной температуры связывались с высотой снежного покрова. В работе К. Мёцшлера и Е. Шанды [166] обсуждаются возможности картирования снежного покрова в период снеготаяния для горного района Швейцарских Альп по данным активного микроволнового зондирования, проводившегося в течение четырех сезонов. Отмечая трудности трансформирования радарных отображений горных территорий при построении карт заснеженности, авторы предлагают при повторных съемках известного района использовать нетрансформированные снимки. Площади снеготаяния распознаются благодаря низким значениям коэффициента отражения влажного снега, меньшим по величине, чем для бесснежных поверхностей. Возможности оценки заснеженности и снегозапасов при использовании радара обсуждаются в работе [148]. Одновременно со съемкой на длинах волн $\lambda = 3,2$ и 23,5 см проводились наземные измерения глубины и плотности снега, снегозапасов и влагосодержания снега и почвы. По данным зондирования на волне 3,2 см удалось выделить заснеженные участки с разными значениями характеристик снежного покрова, причем наибольшие амплитуды отраженного сигнала наблюдались для плотного снега и льда. Дифференциации свойств снега при съемке на длине волны $\lambda = 23,5$ см обнаружить не удалось.

Проникающая способность микроволновой радиации падает с увеличением частоты. Так, излучение с $\lambda = 0,81$ см достигает глубины 0,5–1,0 м, а с $\lambda = 3,0$ см и больше может проходить глубже и нести информацию о состоянии не только снежного покрова, но и почвы [138]. При необходимости получения данных с большей глубины следует проводить зондирование на более длинных волнах. В работе [180] приведены данные о спек-

тральном распределении радиоярких температур сухого снега в диапазоне 10–100 ГГц ($\lambda = 0,3\text{--}3\text{ см}$), иллюстрирующие убывание этих температур с ростом частоты.

Наиболее важным фактором, управляющим эмиссионной способностью сухого снежного покрова, а следовательно, определяющим и радиояркую температуру его поверхности, являются неоднородности снега, характеризующиеся наличием слоев и разными размерами кристаллов и зерен. Поскольку поглощение сухого снега весьма низкое, можно было бы ожидать прозрачности даже довольно толстого его слоя. Однако из-за того, что неоднородности снега сравнимы по размерам с длиной волны, рассеяние как механизм взаимодействия должно учитываться для частот, больших 5 ГГц ($\lambda = 6\text{ см}$ и менее) [155].

Многие исследователи, рассчитывающие излучение снежного покрова по уравнению переноса радиации в гетерогенной среде, отмечают увеличение отражательной способности снежной толщи вследствие указанных неоднородностей, а также рост эффективности рассеяния с частотой [147, 155]. Коротковолновая радиация рассеивается снежными зернами и кристаллами ($\sim 1\text{ мм}$). На излучение с большими длинами волн (λ до 10 см) влияют кристаллы значительных размеров, линзы и слои внутри снежной толщи, причем большие по размерам зерна вызывают большее рассеяние, понижающее эмиссионную способность снега и радиационную температуру поверхности. Рассеяние микроволнового излучения обуславливает и уменьшение радиационной температуры с ростом толщины снежного покрова или его водного эквивалента. Ослабление излучения в снежной толще используется для оценок названных характеристик по данным СВЧ-радиометрии.

Для ряда географических областей, таких, как Финляндия, степи южных районов СССР или Канадское горное плато, где вследствие близких от года к году зимних климатических условий образуются снежные зерна примерно одинаковых размеров, могут быть получены хорошие регрессионные зависимости между глубиной снега и яркостной температурой (рис. 2, кривая 1). Вторая кривая, полученная по результатам вычисления радиояркой температуры с помощью уравнения переноса излучения в снежном покрове, очень близка к регрессионной. Точность расчета $T_{\text{ярк}}$ составляет 5–10 К, что приводит к ошибкам в оценке высоты снега от 2,5 до 5 см, а в оценке снегозапасов от 0,6 до 1,25 см в.э. [147]. Все вычисления проводились при значениях характеристик снежного покрова, заключенных в следующих пределах: глубина снега — от 0,1 до 2,5 м, снегозапасы — от 30 мм до 1 м в.э., размер зерен — от 0,25 до 0,5 мм, плотность снега — от 0,3 до 0,4 г/см³ [138]. Аналогичные отрицательные связи между $\text{grad } T_{\text{ярк}}$ (см. 1.17) и глубиной снежного покрова для названных районов построены для толщины снега до 50 см [155]. Для глубин, больших 50 см, существует слабая положительная связь. В работе предложены формулы для расчета высоты снежного покрова h , не превышающей 50 см, и снегозапасов W , выведенные для упомянутых районов в целом

$$h \text{ (см)} = - \frac{\text{grad } T_{\text{ярк}} - 0,085}{0,036}, \quad (1.18)$$

$$W \text{ (см в.э.)} = 0,27h. \quad (1.19)$$

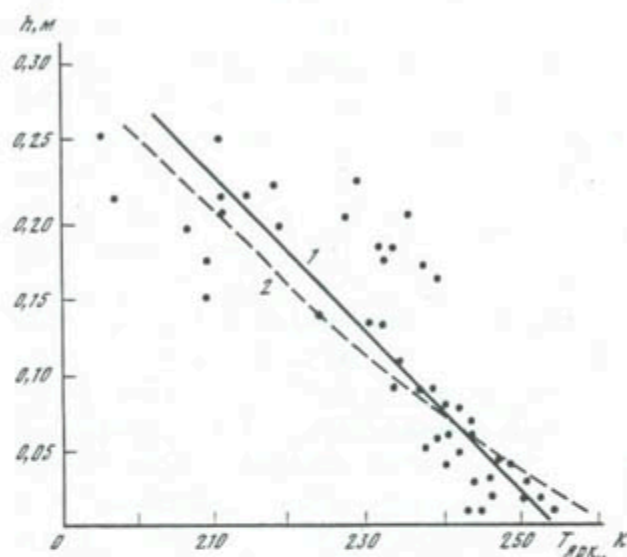


Рис. 2. Зависимости высоты снежного покрова h от радиояростной температуры $T_{\text{ярк}}$, определенной при микроволновом зондировании с ИСЗ "Nimbus-7" для южных степных районов СССР при вертикальной поляризации излучения с длиной волны $\lambda = 0,81$ см [147]

1 — регрессионная кривая, 2 — кривая, рассчитанная по уравнению переноса излучения в снежном покрове

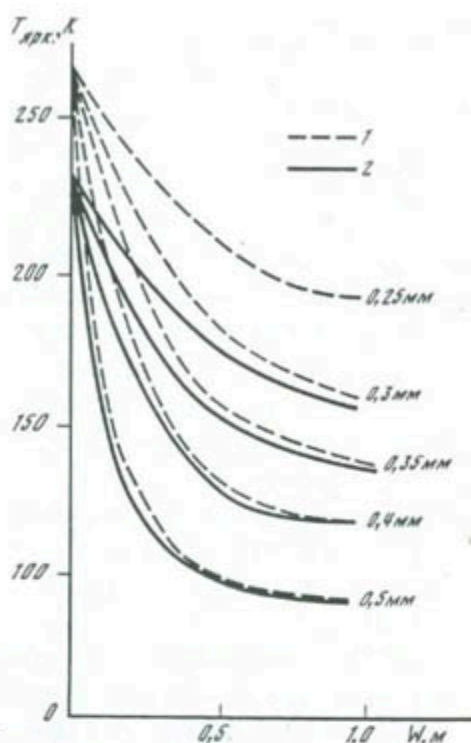


Рис. 3. Зависимости радиояростной температуры $T_{\text{ярк}}$ от снегозапасов W для разных размеров зерен снега (мм) и замерзшей (1) и талой (2) почвы под снежным покровом [138]

Максимальная ошибка вычисления h по выражению (1.18) — 6 см, а W по выражению (1.19) — 3 см в.э. Для районов с большей глубиной снежного покрова, таких, как нагорья Сибири, север Канады, в данные зависимости необходимо ввести другие значения коэффициентов. Однако авторам ряда исследований не удалось выявить уменьшения радиояростной температуры с ростом толщины снежного покрова при увеличении длины волны излучения. Так, по результатам анализа данных микроволнового зондирования, полученных с ИСЗ "Nimbus-5, 6 и 7" для центральной и северной частей США [136], падение яростной температуры при увеличении высоты снега было зафиксировано только для длины волны $\lambda = 0,81$ см, несмотря на то что по резкому уменьшению значений этих температур при переходе от голой земли к заснеженной площади были свободно опознаны границы снежного покрова для $\lambda = 0,81$ и $1,54-1,66$ см. При $\lambda = 1,54-1,66$ см связи значений яростной температуры с мощностью снежного покрова установить не удалось. Таяние снега было обнаружено на обеих длинах волн по возрастанию радиояростной температуры при появлении в снежной толще талой воды. Упомянутая связь может отсутствовать и при определенном физическом состоянии поверхности снега, в частности при ее низкой

температуре T_0 . Так, при $T_0 = 271$ К с ростом толщины снежного покрова от 0 до 40 см и по спутниковым и по наземным данным для степей Казахстана наблюдалось уменьшение радиояркостной температуры на 25–30, а при $T_0 = 253$ К зафиксирован ее спад всего на 2–3° [10]. Р.Б. Белич и др. [11] установлен температурный порог чувствительности микроволнового излучения к мощности снежного покрова — при $T < 268$ К падения радиояркостной температуры с увеличением высоты снега не обнаружено. Водный эквивалент снежного покрова определяется по данным микроволнового зондирования параллельно с оценкой высоты снега. Некоторые исследователи с помощью модели рассеяния излучения в снежной толще выявили, что скорость убывания радиояркостной температуры с увеличением снеготолщин при $\lambda = 0,81$ см сильно зависит от размера зерен и почти не зависит от плотности снега [138]. В то же время на яркость снежного покрова влияет и состояние подстилающей поверхности под снегом (мерзлая или незамерзшая почва). Чтобы избежать этой неопределенности, необходимы измерения на других частотах, преимущественно низких. Разница между замерзшей и талой почвой заметна вследствие различий в эмиссионной способности. Расхождения значений снеготолщин, рассчитанных по модели рассеяния и измеренных установленным на автомашине радиометром, для северной части массива Сьерра-Невады составили 20–25%, причем измеренные снеготолщины не превышали 200 мм [138].

На рис. 3 представлены зависимости радиояркостных температур от снеготолщин для различных размеров снежных зерен и замерзшей или оттаявшей почвы. Эти связи выявлены при решении уравнения переноса излучения в снежном покрове и подтверждены данными наземных наблюдений и результатами обработки информации, полученной микроволновым радиометром SMMR (ИСЗ "Nimbus-7") для ряда областей Канады и СССР [138]. При оценке снеготолщин по наземным данным плотность снега принималась равной $0,3 \text{ г/см}^3$ для всех исследуемых районов. Как видно из графика, ход кривых подтверждает высказанные утверждения о характере зависимости радиояркостной температуры от водотолщин снега, размеров зерен и состояния почвы. Аналогичные связи были установлены и в работе Г. Ротта [180] по информации с того же спутника на длинах волн 0,81 и 1,66 см. Эти же данные использовались в работе для выделения зон тающего снега.

При таянии снега формируются большие неоднородности снежной толщ, чем при его формировании. Наличие в снеге талой воды приводит к резкому изменению условий рассеяния, поглощения и отражения микроволнового излучения, увеличению эмиссии и повышению радиояркостной температуры. Выявлена следующая тенденция изменений радиояркостной температуры с увеличением объема в снеге талой воды — первые 1–2% вызывают подъем яркостной температуры на 50 К (для $\lambda = 0,81$ см), причем такое поведение сохраняется до 4% по объему [147]. При более высоком содержании воды, порядка 5%, $T_{\text{ярк}}$ при частотах выше 10 ГГц ($\lambda < 3$ см) не зависит от количества жидкости или постепенно убывает при увеличении объема последней. Подобное поведение $T_{\text{ярк}}$ обусловлено убыванием эмиссионной способности снега при возрастании его диэлектрической постоянной, вызванном увеличением объема жидкой фазы. При выпадении на тающий снег дождя высокая диэлектрическая прони-

цаемость воды также приводит к понижению яркостной температуры на более низких частотах. Учитывая частую повторность получения микроволновой информации с ИСЗ "Nimbus-7" — каждые 48 часов, авторы работы [155] предложили определять области снеготаяния по изменениям $\text{grad } T_{\text{ярк}}$ (см. формулу (1.17)) для отдельных пикселей. $\text{Grad } T_{\text{ярк}}$ возрастает от отрицательных значений для сухого снега до нуля при его высокой влажности. Связывая полученные значения $\text{grad } T_{\text{ярк}}$ с данными ГМС и получая информацию о продвижении фронта снеготаяния, корректируют значения площадей одновременного стаивания, выделив в псевдоцвете участки с различной глубиной залегания (6 градаций — от 0 до 50 см).

В заключение изложенного в данном разделе следует сказать о перспективности микроволнового зондирования заснеженных областей, позволяющего определять значения практически всех основных характеристик снежного покрова, необходимых для расчета и прогноза талого стока. Увеличение разрешающей способности микроволновой аппаратуры резко повысит наше знание закономерностей снеготаяния и в конечном итоге приведет к повышению точности прогноза.

1.5. СБОР ДАННЫХ НАЗЕМНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА СНЕЖНЫМ ПОКРОВОМ С ПОМОЩЬЮ ИСЗ

Важный способ использования ИСЗ заключается в приеме специальным устройством (DCS) на борту спутника данных наземных наблюдений за различными гидрологическими характеристиками и передаче их в центр обработки. Таким образом осуществляется оперативный съем наземной гидрологической информации с обширной территории и постов наблюдения, расположенных в труднодоступных районах, и быстрая ее пересылка на землю. Первая подобная система, установленная на борту геостационарного ИСЗ "ATS" и производившая автоматизированный сбор информации с четырех наземных станций (DCP), была опробована в 1967–1969 гг. Аналогичные системы были установлены и на ИСЗ серии "Landsat". С их помощью регистрировались данные о температуре и влажности воздуха, осадках, направлении и скорости ветра, атмосферном давлении, влажности почвы, высоте и влажности снежного покрова, глубине воды и скорости течения, расходах воды и других гидрологических характеристиках [17, 75]. Данные о снегопадах на водосборах рр. Солт и Верде (бассейн р. Колорадо, Аризона, США) и об их расходах, фиксируемые шестью DCP, использовались совместно с результатами картирования снежного покрова по ТВ снимкам с ИСЗ "Landsat" для оценок объемов стока [182]. Аналогичным образом осуществлялся сбор данных об уровнях и расходах воды, ее качестве и об уровне грунтовых вод с 20 DCP в бассейне р. Делавэр (Пенсильвания, США) [75]. Обмен данными между DCS на спутнике и DCP или центром сбора информации происходит, когда спутник находится в зоне радиовидимости наземной станции. Спутники, находящиеся на полярных орбитах, быстро выходят из этой зоны и поэтому за сеанс связи могут опросить небольшое количество станций. Использование геостационарных спутников позволяет реализовать систему, осуществляющую непрерывный опрос наземных постов в режиме "запрос—

ответ". Так, зона обзора ИСЗ "GOES", находящегося над экватором в точке 100° з.д., охватывает всю Северную и Южную Америку. За 6 час. с помощью этой системы могут быть приняты данные наблюдений 10 тыс. DCP.

Создание наземной сети автоматизированных станций слежения за состоянием снежного покрова и возможностью оценки значений поля снеготопавов позволяет на качественно новой основе использовать данные подобных наблюдений при моделировании талого стока с целью его прогноза. Примером подобной сети может служить автоматизированная система телеметрии снежного покрова, SNOTEL, объединяющая 527 автоматических станций, расположенных в зоне формирования стока рек аридных и полуаридных районов Запада США [149]. На каждой станции находится 20 датчиков, измеряющих давление снежного покрова, пересчитываемое в снеготопавы и записываемое в память ЭВМ станции. Фиксируются также данные о жидких и твердых осадках и температуре воздуха. В настоящее время системой SNOTEL начат сбор информации о таких характеристиках, помимо названных, как температура, влажность и засоленность почвы, минимальная, максимальная и среднесуточная температура воздуха. Все эти данные регистрируются круглосуточно через 15 мин. В зимний период с помощью двух станций слежения, установленных на ИСЗ, извлекают накопленную информацию из памяти ЭВМ всех 527 наземных станций. Опрос 90% станций осуществляется за 3 час. Получаемые данные используются для прогнозов месячных объемов стока рек данного региона. Применение подобной системы позволило резко сократить объем измерений на наземных снегомерных маршрутах.

* * *

Перспективы дальнейшего использования спутниковой информации для решения задач расчета и прогноза водных ресурсов определяются возможностью расширения географии районов съемки, увеличением частоты ее получения, оперативностью обработки и улучшением ее качества. Первое и второе могут быть достигнуты организацией системы метеоспутников, включающей несколько геостационарных ИСЗ, несколько спутников на приполярных орбитах и несколько низкоорбитальных спутников для получения данных с частой повторностью высокого разрешения в ИК диапазоне [185]. Такой комплекс разных ИСЗ должен быть дополнен развитой системой дистанционного сбора данных с автоматизированных наземных станций слежения за основными гидрологическими характеристиками. Третье может обеспечиваться совершенствованием структуры процесса обработки видеоинформации и более прогрессивной его организацией, накоплением банка признаков, разработкой и применением полностью автоматизированных систем, расширением и улучшением матобеспечения. Качество видеоинформации может возрасти за счет увеличения пространственного разрешения изображений; установления на спутниках съемочной аппаратуры новых спектральных каналов, в частности в средней и тепловой ИК зонах (в том числе и на геостационарных ИСЗ); проведения активной и пассивной СВЧ-съемок; уточнения тарифов. Целям улучшения качества видеоинформации может служить также проведение с помощью

бортовых ЭВМ ее предварительной обработки, например выполнение различных коррекций, выбор данных для разных задач и т.д. Проведение названных мероприятий, несомненно, стимулирует разработку более совершенных методов оценки состояния водных ресурсов, и в частности, способов расчета и прогноза стока в горных регионах.

ГЛАВА 2

СОВРЕМЕННЫЕ ПОДХОДЫ К МОДЕЛИРОВАНИЮ ТАЛОГО СТОКА ГОРНЫХ РЕК

Задача моделирования талого стока состоит в преобразовании воздействий на водосбор совокупности гидрометеорологических факторов в характеристики стока в его замыкающем створе, причем эти воздействия рассматриваются за период формирования основных водозапасах и стекания талых вод. При этом общность описания процессов формирования стока должна сочетаться с конкретными условиями их протекания на отдельных водосборах. Степень формализации названных процессов соответствует уровню задачи и ее постановке и определяет структуру модели. Если для оценки объема талого стока за продолжительный отрезок времени (месяц, вегетационный период) бывает достаточно построения корреляционных связей с характеристиками снежного покрова, то для расчета гидрографа стока необходимо использование модели, имитирующей процессы снегонакопления, снеготаяния и стекания талых вод. Выбором структуры модели определяется и способ задания ее параметров, т.е.: возможность "усвоения" моделью необходимой гидрометеороинформации. Это основная проблема при разработке модели. Сложность ее решения для горных водосборов возрастает из-за разнообразия условий формирования стока в горах. Параметры регрессионных моделей эмпирические, они подбираются по результатам измерений коррелируемых величин. Параметры концептуальных моделей могут иметь различное физическое толкование, для их калибровки зачастую приходится привлекать весь возможный арсенал средств наблюдений за ходом имитируемых моделью процессов. Различные примеры моделей и идентификации их параметров, в том числе с помощью спутниковой информации, рассматриваются в данной главе.

2.1. РЕГРЕССИОННЫЕ МОДЕЛИ

Одним из традиционных способов прогноза стока, проверенным многолетней гидрологической практикой, является построение связей объемов стока или средних расходов за конкретный интервал времени с различными характеристиками снежного покрова и снеготаяния. Значения этих характеристик обычно получали по данным наземных станций. Например, попытка построения связей средних расходов горной р. Кассансай (Западный Тянь-Шань) за вегетационный период (июнь—сентябрь) с водностью снега на конец марта и количеством осадков на конкретной ГМС с октября по март при использовании значений площади покрытой снегом части водо-

сбора реализована в работе Е.И. Гирник [40]. Учет степени заснеженности бассейна привел к увеличению тесноты данных связей — изменению их обеспеченности — с 85 до 100%. Из-за отсутствия снегомерных наблюдений в исследуемом бассейне данные о водности снега и об осадках переносились из соседнего репрезентативного бассейна со сходными физико-географическими условиями. Площади, покрытые снегом, рассчитывались с помощью гипсографической кривой по соответствующей высоте снеговой границы, положение которой определялось по результатам маршрутных снегоъемок. Аналогичные связи среднемесячных расходов за июнь—сентябрь и осенне-зимних осадков, умноженных на площадь снежного покрова в конце марта, показали высокую обеспеченность — 87% для июня и июля и 91% для августа и сентября.

В качестве предикторов для расчета суммарного объема талого стока за половодье выбираются следующие величины: средние по бассейну запасы воды в снеге на дату составления прогноза, количество осадков за осенне-зимний период и за период снеготаяния [160], степень заснеженности бассейна, средняя высота снеговой линии за время половодья, площадь одновременного стаивания и сумма положительных температур воздуха. Для оценки средних расходов за вегетационный период и за месяц в работах [53, 103, 114] использовалась их связь со скоростью убывания заснеженности (раздел 1.1). Для расчетных и прогностических целей предпочтительнее всего использовать значения снегозапасов, однако определение их на горном водосборе может быть обеспечено только при обширной и регулярной маршрутной снегоъемке или с помощью метода СВЧ-радиометрии, находящегося в стадии разработки (раздел 1.4). Количество осадков за зиму — наиболее трудная для измерений величина, использование которой при расчетах стока может привести к существенным ошибкам. Все остальные характеристики оцениваются по информации с ИСЗ при тарировке по наземным измерениям и данным авиадистанционных наблюдений.

Установление неизменности для разных лет характера зависимости между максимальными снегозапасами, суммой положительных температур (градусо-дней) и степенью заснеженности водосбора повлекло за собой появление большого числа работ, в которых значения объемов стока рассчитывались или прогнозировались по данным о покрытости бассейна снегом, наиболее доступной, при современном развитии методов дистанционного зондирования, характеристике снежного покрова. Так, связь между заснеженностью, определяемой по дистанционной информации, и оставшимися на водосборе снегозапасами, найденными по наземным наблюдениям, используется в субальпийской модели водного баланса для краткосрочного прогноза объема стока р. Конеджос (бассейн р. Рио-Гранде, Скалистые горы, США) [156]. В работе Ф. Лимперта [157] адекватность значений заснеженности, определенных в результате оценки по модели SSARR и по данным ИСЗ "Landsat", установлена для горного водосбора р. Верхний Снейк (бассейн р. Колумбия, Айдахо, США) площадью 13 340 км². В работе Дж. Аула, П. Фолиотта [129] (как и в других материалах совещания рабочей группы по оперативному использованию спутниковых наблюдений за снежным покровом [168]) оценка объема стока осуществлялась с помощью регрессионной зависимости от площади снежного покрова. Коэффициент корреляции найденной связи равен 0,99. Определенные за

6 лет по материалам съемки с метеорологических спутников значения степени заснеженности водосбора р. Инд до замыкающего створа Этток (площадь водосбора 260000 км²) в первой половине апреля использовались в качестве предиктора при построении связи с объемом стока за период снеготаяния (апрель—июнь) [176]. Коэффициент корреляции данной связи равен 0,96. Аналогичные зависимости были построены в этой работе и для семи горных водосборов площадью от 200 до 1200 км², принадлежащих бассейнам рек Колорадо и Миссури (горы Винд Ривер, Вайоминг, США) и находящихся в сходных физико-географических условиях. По результатам съемки с ИСЗ "Landsat" за 1973—1974 гг., эти водосборы были разделены на две группы, отличавшиеся условиями формирования снежного покрова и снеготаяния, а следовательно, и регрессионными зависимостями объема стока с единицы площади за период с 15 мая по 31 июля от процента покрытости водосбора на 15 мая. Средняя высота водосборов первой группы была больше 3050 м, второй — меньше. Соответствующие коэффициенты корреляции равны 0,89 и 0,85. Те же авторы использовали полученные с ИСЗ "ESSA" и "NOAA" данные о покрытости бассейнов снегом для оценки стока р. Инд до замыкающего створа Бишем (площадь водосбора 162100 км², высоты 1200—8500 м) и ее притока р. Кабул до створа Ноушера (площадь водосбора 88600 км², высоты — 305—7620 м) [177]. По результатам съемки за несколько лет были найдены зависимости объемов стока названных рек с апреля по июль от степени заснеженности водосборов с 1 по 20 апреля. Для р. Инд данная связь была построена по пяти годам наблюдений при 95%-ном уровне значимости, величина стандартной ошибки оказалась равной 11% от величины среднего сезонного объема стока. Для р. Кабул связь была построена по 7 годам при 99%-ном уровне значимости с аналогичной ошибкой в 10% от среднего сезонного объема стока. 1974 год был выбран при составлении прогноза по данным связям в качестве контрольного. Ошибка определения объема стока с апреля по июль при более позднем измерении его фактического значения составила для р. Инд 7%, а для р. Кабул — 2%.

Названные исследования [176, 177] были первыми среди большой серии работ, посвященных созданию регрессионных моделей стока для р. Инд и ее притоков на основе дистанционной информации о покрытости соответствующих водосборов снегом [142, 141, 187, 171]. Такой интерес к рассматриваемому району вызван важностью прогнозирования талого стока р. Инд и ее притоков, необходимого при составлении планов развития ирригации, гидроэнергетики и промышленности Пакистана и Индии. Объем стока р. Инд за период половодья с апреля по июль составляет примерно 70% годового. Как отмечается многими авторами, из-за отсутствия гидрометеосети на больших высотах в Гималаях использование спутниковой информации о заснеженности бассейнов в конце марта — начале апреля при построении корреляционных зависимостей с объемами стока представляет единственную возможность для выпуска прогнозов сезонного (апрель—июль) стока.

В работе Б. Дея и др. [142] показана возможность составления прогноза по регрессионной модели для р. Инд до створа Бишем и р. Кабул до створа Ноушера при использовании результатов съемок радиометром высокого разрешения VHRR (ИСЗ "NOAA/TIROS") за 6 лет (1974—1979). Значения

коэффициентов корреляции оказались равными 0,13 для р. Инд и 0,82 для р. Кабул. Добавление к изученной информации данных за более ранние годы (1969–1973) привело к установлению более тесной зависимости ($r = 0,90$) только для р. Кабул. Для р. Инд корреляция уменьшилась. С целью улучшения указанной зависимости авторы использовали уравнение множественной регрессии, в которое ввели значения сезонного стока р. Кабул — притока р. Инд. В результате значения r возросли до 0,79, а величина стандартной ошибки объема стока уменьшилась на 27%. Те же авторы сравнили результаты двух регрессионных моделей сезонного стока, использующих в качестве предикторов спутниковые данные о заснеженности водосбора или объема стока соседних рек за этот же исследуемый период [141]. Регрессионные зависимости были построены для р. Инд и трех ее притоков — рек Кабул, Сатледж и Чинаб. Площади рассматриваемых водосборов составляют 162100, 88600, 38000 и 26155 км², а осредненные по трем месяцам (апрель–июнь) за многолетний период расходы соответственно равны 4027, 851, 735 и 1508 м³/с. Для всех рассматриваемых рек изменчивость значений стока лучше объясняется с помощью связей сток–сток, чем на основе связей стока с покрытостью водосбора снегом. Однако последняя зависимость пригодна для оперативных прогнозов, в то время как связь сток–сток может использоваться только в диагностических целях, в частности для восстановления пропущенных данных в стоковых рядах. Для бассейна р. Инд результат оценки объема по связи сток–сток можно использовать в качестве дополнительного предиктора в зависимости заснеженность–сток.

Для упомянутой р. Сатледж построена линейная регрессионная зависимость средних за апрель–июнь расходов талой воды с количеством осадков на определенной станции за период с ноября по апрель, служащим в качестве индекса снегонакопления за этот период [143]. Станция, расположенная в зоне аккумуляции снегозапасов, выбрана с расчетом надежного измерения осадков, соответствующих выпадению снега во всем регионе. Такой подход использован для оценки стока, поскольку большая часть бассейна недоступна для непосредственных наблюдений — большинство снегомерных пунктов расположено ниже высоты 3350 м, в то время как 60% площади бассейна лежит выше отметки 3400 м. Рассчитанные по построенной связи для 1974–1979 гг. значения расходов р. Сатледж отличались от фактических на 6–18%. На точность результатов влияет не учитываемое при данной оценке понижение температуры воздуха в бассейне в июне, вызывающее замедление снеготаяния.

Авторы работы [150], используя результаты картирования снежного покрова, выполненного на основе съемки с ИСЗ "Landsat" в течение четырех сезонов для пяти частных водосборов р. Биас (бассейн р. Инд, Западные Гималаи, площадь водосбора 12 916 км²), построили связи значений покрытой снегом площади на конец марта с объемом стока с 1 апреля по 15 июня для каждого из пяти пунктов измерений расходов, расположенных один за другим по течению р. Биас. В отличие от связей, построенных другими авторами, полученные зависимости имеют вид $\log Y = aS + b$, где Y — объем стока за названный период, S — площадь, покрытая снегом, a и b — коэффициенты регрессии. На вид связей не влияют такие факторы, как географическая ориентация водосборов, расположение частного водо-

сбора внутри основного, различия в солнечном освещении, вариации количества выпавшего в разные годы снега. В данной работе сделана также попытка выявить типы бассейнов, соответствующих разным корреляционным связям заснеженности и талого стока.

В работе Р. Тарара [187] по результатам съемки с ИСЗ "Landsat" определялась покрытость снегом 13 водосборов рек — притоков р. Инд и строились кривые истощения. Значения заснеженных площадей, снятые с этих кривых в начале марта или апреля для высот 4500—7500 м, использовались для построения линейных связей с фактическим объемом стока с каждого водосбора за период с 1 марта или 1 апреля по 31 августа. Коэффициенты корреляции построенных связей принимали для разных бассейнов значения от 0,889 до 0,996.

Наличие информации о заснеженности водосбора или о положении снеговой границы позволяет устанавливать связи этих величин с различными характеристиками стока — объемами и средними расходами за различные интервалы времени, значениями слоя стока и т.п. Так, В.Г. Прокачева и Н.П. Чмутова [97] на основании полученных по материалам ТВ съемок с ИСЗ "Метеор" данных за 10 лет (1967, 1970—1978) о покрытости снегом водосбора р. Чара (Становое нагорье, площадь бассейна 4150 км², высоты от 700 до 3000 м) построили зависимости слоя талого стока за период половодья от процента покрытия водосбора снегом на 31 мая, зависимость от того же предиктора средних за июнь полного расхода и расхода талых вод, а также зависимость объема талого стока за оставшуюся часть половодья от степени заснеженности в предыдущий день. Для выявления последней связи ими использовались данные за 20 и 31 мая, 10 и 20 июня. Первые три зависимости нелинейны, последняя практически линейна (коэффициент корреляции —0,92). Для их проверки по аналогичным данным, полученным в 1979 и 1980 гг., были выполнены прогнозы указанных характеристик стока. Ошибки этих прогнозов оказались в допустимых пределах для всех случаев, кроме одного — определения полного среднего расхода за июнь 1979 г. Это объясняется малым количеством осадков в данном месяце, в результате чего полный расход мало отличался от расхода талых вод. В целом же использование описанных зависимостей позволяет оценить значения талого стока с рассматриваемого водосбора с упреждением в 1—1,5 месяца.

Отметим ограниченность применения регрессионных моделей, построенных по данным о заснеженности бассейна или о высотном положении снеговой границы, вызванную невысокой точностью оценок величин стока. Причины этого заключаются в изменении высот снеговой линии к дате составления прогноза, в необходимости выделения областей снегового питания (жидкие осадки могут привести к заметным ошибкам), в большой погрешности определения высот снеговой границы по спутниковым снимкам низкого разрешения [118].

Резюмируя изложенное в данном разделе, можно сказать следующее. Во многих случаях удается установить достаточно устойчивые связи объемов или максимальных расходов талого стока со степенью заснеженности водосборов или высотным положением снеговой границы, связей, которые отражают зависимость величин стока от количества накопленных за зиму снегозапасов и могут иметь прогностическое значение. Использование

при построении подобных связей данных дистанционного зондирования дает возможность оценить заснеженность территорий, недоступных обычным способам наблюдений, причем нередко эта оценка может производиться в оперативном режиме. К достоинствам данного способа следует отнести малое количество необходимых предикторов, к недостаткам — невысокую точность оценок и невозможность получения гидрографа стока.

2.2. КОНЦЕПТУАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ

Недостаточная информация о физических закономерностях процессов снегонакопления и снеготаяния и трудности измерения в горных районах метеозлементов и характеристик снежного покрова, отличающихся большой пространственной изменчивостью, способствовали созданию и применению для имитации процессов формирования талого стока горных рек так называемых концептуальных моделей. Методология построения таких моделей и идентификации их параметров изложена Л.С. Кучментом [79]. В этих моделях теоретические концепции используются при выборе структуры, а параметры определяются по данным наблюдений за входными и выходными характеристиками путем подбора или с помощью оптимизационных процедур. При этом структура модели для разных водосборов не едина, наоборот, она варьирует в зависимости от наличия тех или иных данных измерений, используемых для калибровки параметров. С помощью универсальной, сложной по структуре модели возможны оценки вкладов в гидрограф различных генетических составляющих стока, но отсутствие надлежащих данных наблюдений приводит к ошибкам в определении параметров. При недостатке экспериментальных данных для идентификации параметров используются оптимизационные методы.

Различия условий формирования талого стока на конкретных горных водосборах, разная степень их освещенности данными наблюдений, известный субъективизм исследователей в использовании эмпирических связей привели к созданию в разных странах большого числа концептуальных моделей талого стока, отличающихся структурой, способами параметризации, используемыми экспериментальными данными, требованиями к точности их реализации. В настоящее время Всемирной метеорологической организацией (ВМО) реализуется проект "Взаимное сравнение концептуальных моделей талого стока" [192]. Цели проекта: сбор информации о существующих моделях, используемых в оперативной практике для оценки талого стока горных рек; сравнение представленных моделей по их структуре, концептуальному базису и требуемым данным; получение представлений о функционировании моделей и даваемой ими точности расчетов гидрологических характеристик, в том числе снегозапасов и стока; распространение информации о новых приближениях, используемых при прогнозе талого стока. Реализация проекта осуществляется при сравнении результатов расчетов 11 моделей из 8 стран по данным 6 лет наблюдений в находящихся в разных странах шести стандартных горных бассейнах площадью 8,42; 43,29; 681,1; 1109; 1155 и 2170 км². Рассматриваемые модели описывают процессы: аккумуляции снегозапасов; передачи тепла снегу из воздуха; поглощения снежным покровом солнечной радиации и его длинноволнового излучения; испарения со сне-

га и сублимации; прихода скрытого тепла от конденсации; влияния на снежный покров дождевых осадков; изменения внутренней энергии снега; теплового обмена снег—поверхность почвы; изменения внутренней структуры снежного покрова; просачивания воды через снег; инфильтрации в мерзлую почву. Упомянутые различия существующих моделей и использование разных критериев оценки их функционирования даже при приемлемой точности расчета гидрографов затрудняют выявление преимуществ какой-нибудь из моделей. Методическая основа для установления единообразия концептуальных моделей состоит в создании физико-математических моделей формирования стока с последующим их упрощением в зависимости от постановки задачи и наличия данных [78, 79].

Практически все модели, предназначенные для расчета гидрографа талого стока горных рек, в той или иной форме содержат блок снегонакопления и снеготаяния. Фундаментальные исследования этих процессов на равнинных водосборах, проводившиеся в конце 50-х годов, в частности, В.Д. Комаровым [61], Е.Г. Поповым [94], П.П. Кузьминым [73, 74], а также рядом зарубежных ученых (например, авторами модели SSARR), привели к результатам, использующимся в практике прогнозирования до настоящего времени. Таковы, например, основанные на уравнении теплового баланса формулы П.П. Кузьмина и Е.Г. Попова для интенсивности снеготаяния, пригодные для использования и в горных районах. Разработанность названного блока бывает различной в зависимости от сложности модели. Описание данных процессов в простых моделях может быть сведено к одной-двум эмпирическим формулам, в сложных — базироваться на применении целого ряда допущений и гипотез о характере распределения осадков и температур, временном ходе снеготаяния и пр. Общее для всех моделей — деление водосбора на высотные зоны, температурный режим и условия протекания процессов снегонакопления и снеготаяния внутри которых считаются однородными. Из-за отсутствия наблюдений в верхних зонах значения температуры воздуха на разных высотах обычно вычисляются с помощью температурного градиента по данным метеостанций, находящихся в нижней части бассейна.

Оценки снегозапасов на водосборе, определяющих объем талого стока, невозможны без разработанного с учетом орографии описания пространственного распределения осадков, измеренных в отдельных пунктах редкой метеосети. В основе такого описания лежат различные гипотезы о характере изменения осадков в зависимости от высоты и других физико-географических факторов. Так, И.А. Ильин [54], М.И. Геткер [29, 30] и Ю.М. Денисов [14, 51] для большого числа среднеазиатских рек отмечают увеличение осадков с высотой вплоть до гребней хребтов. Иной вывод сделан по результатам наблюдений за осадками в высокогорных областях Непальских Гималаев в период летних муссонов [152]. В ряде долин при увеличении высоты от 2800 до 4500 м осадки убывают. В то же время их количество вокруг хребтов и пиков в 4–5 раз больше, чем у дна долин. А.К. Багчи [132] для водосбора р. Биас (бассейн р. Инд, Западные Гималаи) предположил увеличение осадков с высотой (формула (2.25)), но считал, что оно носит нелинейный характер. Изменение фактора орографического роста α_i количества твердых осадков в зави-

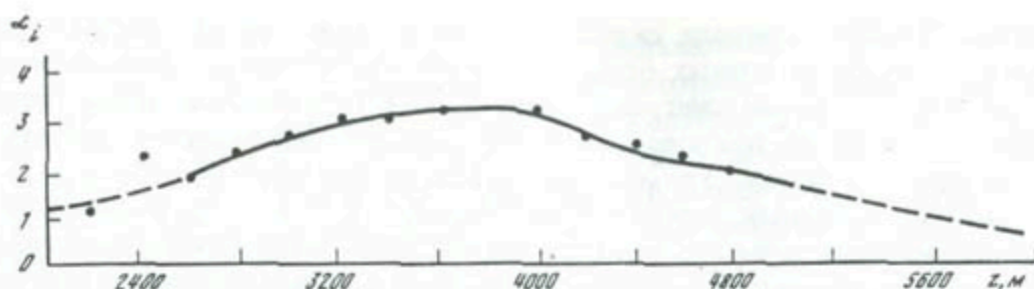


Рис. 4. Зависимость фактора орографического роста α_i в формуле (2.25) от высоты водосбора z [132]

симости от высоты представлено на рис. 4. Б.А. Аполлов и др. [7] на основании материалов многочисленных снегомерных съемок на водосборах Средней Азии и Кавказа сделали вывод, что распределение снегозапасов по высоте бассейна к началу снеготаяния близко к линейному. По характеру распределения осадков М.И. Геткер [29] выделил два типа водосборов. Первый из них отвечает однородным условиям выпадения осадков во всех высотных зонах, второму присуще резкое различие этих условий в верхней и нижней частях водосбора. Обоим типам соответствует нелинейное распределение осадков с высотой. При разработке Ю.М. Денисовым и его группой детальной модели талого стока горных рек [14, 15, 51] была предложена формула квадратичного распределения осадков по высоте

$$x(z, t) = x(z_0, t) [1 + k_2(z - z_0) + k_3(z - z_0)^2], \quad (2.1)$$

где z_0 — опорная для бассейна высота, k_2 и k_3 — параметры, определяемые по наблюдениям за осадками на водосборе. Было установлено также, что для нескольких водосборов рек Средней Азии (Ахангаран, Пскем) справедливо линейное распределение осадков. Аналогичная выражению (2.1) формула для вертикального распределения зимних осадков была предложена Г.Е. Глазыриным [43]. Он предполагал, что количество стаявшего к данному моменту снега равно количеству твердых осадков, выпавших с начала снеготаяния. Интенсивность абляции рассчитывалась им по среднесуточным значениям температуры воздуха, которые, в свою очередь, экстраполировались по высоте с помощью линейной зависимости.

Как правило, одновременно с выбором гипотезы распределения осадков по высоте введением порогового значения температуры устанавливают порядок разделения осадков на жидкие и твердые. Осадки, выпадающие при температуре выше пороговой, считаются жидкими, ниже — твердыми.

Остановимся подробнее на модели Ю.М. Денисова [14, 15, 51]. Она содержит блоки формирования снежного покрова в бассейне, поступления талой воды на его поверхность и трансформации талого водобразования в гидрограф стока. Для оценок снегонакопления используются все сделанные ранее допущения о распределении осадков и температуры воздуха по высоте бассейна и о разделении осадков на жидкие и твердые. В модели принято, что запасы воды в снеге в пределах высотной зоны распределены равномерно в данный момент времени, и при расчетах снеготаяния используются средние для каждой из зон величины. Покрытость

высотной зоны снегом скачком меняется от единицы при отличных от нуля снегозапасах до нуля при их нулевом значении. Точность расчета высоты снеговой границы с использованием наземных данных о среднесуточных температурах воздуха и осадках зависит от оптимальности подбора параметров модели. Сравнение результатов вычислений для бассейна р. Ахангаран (Западный Тянь-Шань) с данными аэрофотосъемки показало, что ошибка первых относительно вторых не превышает 150 м [15]. Расчеты снеготаяния производятся с помощью различных эмпирических формул, одна из которых, (2.9), приводится далее. Трансформация поступлений талой воды r на поверхность бассейна в гидрограф стока в замыкающем створе Q производится с помощью линейных одно- и двухемкостной моделей

$$\frac{dQ}{dt} + \alpha Q = \beta r, \quad (2.2)$$

$$\alpha_1 \frac{d^2 Q}{dt^2} + \frac{dQ}{dt} + \alpha_2 Q = \beta_1 \frac{dr}{dt} + \beta_2 r, \quad (2.3)$$

где $\alpha, \beta, \alpha_1, \alpha_2, \beta_1, \beta_2$ — эмпирические параметры. В настоящее время с помощью модели Денисова в САНИИ Госкомгидромета СССР осуществляется выпуск оперативных прогнозов.

Усовершенствование модели Денисова проводилось в Гидрометцентре СССР [63, 64, 87]. При этом учитывались неравномерность площадного залегания снежного покрова и его водоудерживающая способность. При расчете снегонакопления и снеготаяния делались те же допущения, что и в модели Денисова. Увеличение осадков с высотой описывалось квадратичным законом.

Во многих моделях формирования талого стока высота местности — единственный фактор рельефа, использующийся для расчета снегозапасов на водосборе. Вместе с тем влияние других орографических особенностей на количество выпадающих осадков может быть сравнимо с влиянием высотной зональности. Л.Ф. Богдановой и М.И. Геткеру [12] удалось сформулировать признак воздействия рельефа на процесс выпадения осадков, заключающийся в выявлении центров подобных воздействий и учете расстояний от них до пунктов наблюдений. Данными центрами являются гребни хребтов, характерно расположенных относительно направлений переноса влагонасыщенных воздушных масс, и нижние части крупных долин, находящихся на окраинах горных систем. Эти воздействия состоят в увеличении количества осадков при приближении к названным хребтам по направлениям переноса и в уменьшении их количества при продвижении в глубь долин. Установлено, что при оценке поля норм осадков на зимнее полугодие для горного обрамления Ферганской долины наиболее важен учет описанных мезо- и макромасштабных закономерностей, в то время как влияние высоты местности сказывается лишь в малых бассейнах [12]. В летний период основной орографический фактор при расчете осадков — высота. М.И. Геткер и И.Д. Шендис [36] выявили, что для окраинных склонов хребтов, подверженных воздействию влагонасыщенных воздушных масс, зависимости осадков за осенне-зимний

период от высоты справедливы для водосборов площадью 50–1500 км². При меньших размерах начинают проявляться различия в экспозиции склонов. При больших — сказываются описанные эффекты воздействия рельефа на выпадение осадков. Для внутригорных районов со сложным рельефом возможности применения названной зависимости ограничиваются водосборами площадью до 500 км². В развитие способов расчета количества осадков, выпадающих на горных водосборах, И.Д. Шенцис [121] предложено обобщение формулы Денисова (2.1), учитывающее влияние орографии на образование осадков и основанное на аппроксимации их количества квадратичной формой, аргументами которой являются высота местности и факторы макрорельефа, такие, как расстояния от данной точки до конкретных хребтов

$$x(z, L_1, L_2) = a_1 z^2 + a_2 z + a_3 + a_4 L_1^2 + a_5 z L_1 + a_6 L_1 + a_7 L_2^2 + a_8 z L_2 + a_9 L_1 L_2 + a_{10} L_2.$$

После разложения величины $x(z, L_1, L_2)$ в ряд Тэйлора в окрестности характерной точки (z_0, L_{10}, L_{20}) и нормировки на $x(z_0, L_{10}, L_{20})$ получается аналогичное по форме (2.1) выражение:

$$x(z, L_1, L_2) = x(z_0, L_{10}, L_{20}) [1 + k_2(z - z_0) + k_3(z - z_0)^2 + k_4(L_1 - L_{10}) + k_5(L_1 - L_{10})^2 + k_6(z - z_0)(L_1 - L_{10}) + k_7(L_2 - L_{20}) + k_8(L_2 - L_{20})^2 + k_9(z - z_0)(L_2 - L_{20}) + k_{10}(L_1 - L_{10})(L_2 - L_{20})]. \quad (2.5)$$

Значения параметров a_i рассчитываются методом наименьших квадратов по суммам осадков за конкретный временной интервал. Величины k_i представляют собой нормированные коэффициенты разложения в ряд Тэйлора.

Для определения максимальных снегозапасов и расчетов коэффициентов k_2 и k_3 в формуле (2.1) могут использоваться значения месячных сумм твердых осадков X_T , вычисленные по данным о месячном количестве осадков X и среднемесячной температуре воздуха $\bar{T}$. Методика подобного расчета предложена Г.Е. Глазыриным [44]. Используя разные выражения для описания вероятности выпадения твердых осадков $k(T)$ как функции температуры воздуха и аппроксимируя плотность распределения вероятностей температуры в течение месяца нормальным законом, он получил для X_T выражения:

$$X_T = \frac{X}{2} \left[1 + \operatorname{erf}(\theta_1) + \frac{T_0 - \bar{T}}{T_0 - T_1} (\operatorname{erf}(\theta_0) - \operatorname{erf}(\theta_1)) \right] - \frac{X}{T_0 - T_1} \left[\frac{\sigma}{\sqrt{2\pi}} e^{-\theta_1^2} - e^{-\theta_0^2} \right] \quad (2.6)$$

или

$$X_T = \frac{X}{2} [1 + \operatorname{erf}(\theta_{0,5})], \quad (2.7)$$

где $\theta_i = \frac{T_i - \bar{T}}{\sigma\sqrt{2}}$, $i = 0; 1; 0,5$; $\operatorname{erf}(\theta) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^\theta e^{-t^2} dt$, σ — среднеквадратиче-

ское отклонение среднесуточных температур воздуха от среднемесячного значения $\bar{T}$; T_0 , T_1 , $T_{0,5}$ — пороговые значения температур для разных приближений $k(T)$, являющиеся эмпирическими квадратичными функциями высоты. Средняя величина отклонений рассчитанных значений X_T/X от фактических при проверке по ряду наблюдений порядка 300 членов составила 5,2%.

Основу блока снеготаяния составляет способ расчета интенсивности стаивания h_T . Существуют два подхода к вычислению этой величины — с использованием коэффициента стаивания k_1 и подобных ему параметров и рассчитанный на применение уравнения теплового баланса. При первом подходе обычно рассматривают два вида эмпирических связей. Наиболее распространено допущение о пропорциональности значений h_T за определенный промежуток времени среднему значению температуры воздуха T за этот же промежуток

$$h_T = k_1 (T - T_0) \quad (2.8)$$

или средним значениям суммы положительных температур (формула 1.1). Аргументами второй зависимости, помимо температуры, являются средняя величина поглощенной солнечной радиации или количество осадков. T_0 в выражении (2.8) — пороговое значение температуры, ниже которого таяние не происходит.

Классическим примером второго подхода к расчету h_T считается упоминавшаяся формула П.П. Кузьмина [74]. Близкое по смыслу выражение для h_T , мм/сут, было предложено Ю.М. Денисовым [51]:

$$h_T = [1,17 f_1 f_2 + 1,66 e^{-z/H} \varphi(v)] T + 0,125 R (1 - \alpha) + 2,57 (e - 6,1) \varphi(v) - 80,2 (1 - f_1 f_2), \quad (2.9)$$

где $f_1 = 0,62 + 0,05 \sqrt{e}$; $f_2 = 1 + 0,12 (n + n_n)$; T — среднесуточная температура воздуха; R — интенсивность суммарной радиации, кал/(см² · сут); z — высота местности, м; H — высота однородной атмосферы, 8000 м; α — альбеда заснеженной поверхности; e — упругость водяного пара, мб; n и n_n — общая и нижняя облачность в долях единицы; $\varphi(v)$ — функция скорости ветра, параметры которой находятся с помощью оптимизации. Выражение (2.9) было уточнено Ю.М. Денисовым с соавторами [52] при учете несовпадения моментов наступления суточных максимумов температур и суммарной радиации, за счет ряда допущений относительно функции $\varphi(v)$, а также введения связи суточной амплитуды температуры воздуха с высотой и облачностью. Аналогичное выражение для h_T (в мм/Δt) было получено Э. Андерсоном [128] в предположении о постоянстве температуры снежного покрова (273 К):

$$h_T = 0,125 R_t - 3,37 \Delta t + 0,0125 (T_x - 273) + 8,5 f(v) [(e - 6,11) + \gamma (T - 273)], \quad (2.10)$$

где $R_t = R_0 (1 - \alpha) - I_{эфф}$, R_0 — приходящая солнечная радиация при безоблачном небе, α и $I_{эфф}$ — альбеда и эффективное излучение снежного покрова, Δt — временной интервал между наблюдениями, x и T_x — осадки и их температура, принимаемая равной температуре воздуха T_K , e — упругость водяных паров, мб, $f(v)$ — функция скорости ветра, γ — психромет-

рическая константа. Параметры функции $f(v)$ зависят от шероховатости поверхности, распределения температур в приземном слое воздуха, высоты, на которой измеряются скорость ветра и упругость водяного пара. В более раннем варианте модели [127] для расчета значений h_T при отсутствии жидких осадков Э. Андерсон использовал формулу (2.8), в которой учитывал сезонный ход коэффициентов стаивания. По результатам проверки на двух экспериментальных водосборах он пришел к выводу, что формулу (2.8) следует применять для залесенных бассейнов, в то время как для открытых пространств к более точным результатам приводит использование выражения (2.10). Основным недостаток формул типа (2.9) и (2.10), выведенных с помощью уравнения теплового баланса, — большое количество эмпирических параметров. Пространственная экстраполяция их значений в условиях неоднородности горного рельефа весьма проблематична, что сужает возможности использования подобных формул для расчета снеготаяния в горах.

Коэффициент k_1 в формуле (2.8) чаще всего принимается постоянным. Такое допущение используется, например, в моделях формирования талого стока, апробированных для водосборов верхней части р. Пиаве (Итальянские Альпы) площадью 357 км^2 [190] и одного из ее притоков площадью 185 км^2 [145]. Параметры модели k_1 и T_0 зависят от экспозиции склонов, интенсивности приходящей солнечной радиации, скорости ветра, характера подстилающей поверхности. Г.Е. Глазырин [44], вводя пороговую температуру начала таяния $T_{кр}$ и аппроксимируя плотность распределения вероятности температур в течение месяца $p(T)$ нормальным законом, получил выражение для слоя стаивания за месяц

$$h_{T \text{ мес}} = n \int_{T_{кр}}^{\infty} (k_1 T + k_s) p(T) dT = \frac{k_1 n \sigma e^{-\frac{\theta_{кр}^2}{2}}}{\sqrt{2\pi}} + \frac{k_1 n}{2} (\bar{T} - T_{кр}) \times \\ \times [1 - \text{erf}(\theta_{кр})], \quad (2.11)$$

где n — число дней в месяце, σ — среднеквадратическое отклонение значений T от среднемесячных $\bar{T}$, $\theta_{кр} = \frac{T_{кр} - \bar{T}}{\sigma\sqrt{2}}$, $\text{erf}(\theta_{кр})$ — интеграл Лапласа (см. (2.6)). Значения коэффициента таяния, при которых количества стаявшего за год снега, рассчитанные по формуле (2.11), совпадали с вычисленными по формулам Кренке—Ходакова $h_T = (9,5 + \bar{T}_{\text{летн}})^3$ [72] или $h_T = 1,33(9,66 + \bar{T}_{\text{летн}})^{2,85}$ [71], получились равными 5,5–6,0 мм/(град·сут). Здесь $\bar{T}_{\text{летн}}$ — средние за лето значения температур. Однако в последнее время появляется все больше работ, где делаются попытки учесть временные и пространственные изменения коэффициента таяния k_1 . Так, в работе [158] интенсивность стаивания h_T , определявшаяся с целью расчета гидрографа стока с небольшого водосбора с высотами 285–1950 м в Северной Норвегии, оценивалась с помощью аналогичного формуле (2.8) выражения, в котором учитывался сезонный ход коэффициента k_1 :

$$h_T = k_1 \left(1 - \cos \frac{2\pi t}{365} \right)^n (T - T_0), \quad (2.12)$$

где t — число дней, отсчитываемое с 1 января, n — показатель степени, примерно равный 2. Значения температуры вычислялись для десяти высотных зон по данным двух находившихся в бассейне метеостанций. Расчеты, выполнявшиеся для трех весенних месяцев, привели к хорошему совпадению вычисленного и фактического гидрографов, несмотря на недоучет потерь. Значения параметров k_1 , T_0 и n определялись с помощью оптимизационной процедуры. Эмпирические зависимости коэффициента таяния от среднедекадной или среднемесячной температур $\bar{T}$ найдены В.Г. Коноваловым и Л.Н. Боровиковой [68]. Используя для h_T за декаду или месяц формулу $h_T = a_1 \bar{T} + a_2$ и преобразуя ее к $h_T = (a_1 + \frac{a_2}{\bar{T}}) \bar{T}$,

они предложили принять выражение в скобках за коэффициент таяния и считать его функцией высоты местности z :

$$k_1 = a_1 + a_2/\bar{T} = a_1 + \frac{a_2}{\bar{T}(z_0, t) - \gamma(z - z_0)} \quad (2.13)$$

Значения a_1 и a_2 изменяются от района к району. Другая предложенная связь k_1 с температурой имеет вид [68]

$$k_1 = a_1 \bar{T}^{-a_2} + a_3 \quad (2.14)$$

При увеличении температуры значение k_1 асимптотически приближается к постоянному значению $k_1 = a_3$. Это дает основание считать k_1 постоянным при возрастании температуры воздуха выше некоторого порогового значения. Линеаризация соответствующей формулы для h_T и подбор численных значений a_1 , a_2 и a_3 приводят при расчете таяния за декаду или месяц к выражению для слоя 1 мм

$$h_T = 38,2 \bar{T}^{-1,2} + 6,1 \bar{T} \quad (2.15)$$

В работе А.С. Щетинникова и др. [125] предложен способ расчета h_T с использованием формулы (1.1), где под $\bar{T}_+$ понимается условная среднесуточная температура, рассчитываемая по данным часовых наблюдений при замене отрицательных температур нулем. В предположении о косинусоидальном изменении температуры авторы данной работы на примере ледников Юго-Восточного Памира получили формулу для оценки суточных значений $\bar{T}_+$:

$$\bar{T}_+ = 1,37 + 0,5 T + 0,037 T^2 \quad (2.16)$$

при $T \leq 4,3^\circ\text{C}$. Для декадных значений $\bar{T}_+$ слагаемое 1,37 заменяется на 1,50, а T — на $T_{\text{дек}}$.

Такие же или более точные результаты оценки величины h_T , чем при использовании формулы (2.8) с учетом временного хода коэффициента k_1 , могут быть получены с помощью двухфакторных зависимостей. Так, Ю.М. Денисовым [15] предложена формула

$$h_T = k'_1 T + h_{\text{ТР}} = k'_1 T + mR(1 - \alpha), \quad (2.17)$$

позволяющая учесть факт таяния при отрицательных температурах вследствие прихода радиации. Здесь R — суммарная радиация, поступающая на 1 см^2 поверхности в единицу времени; k'_1 — коэффициент стаивания; α — альбедо снега; m — эмпирический коэффициент, подбираемый при числен-

ных реализациях модели. По результатам расчета по формуле (2.17) и анализа данных пентадных снегосъемок за 1960–1978 гг. на 13 ГМС Западного Тянь-Шаня И.Д. Шенцис [122] был сделан вывод о нелинейности зависимости h_T от среднесуточной температуры, проявляющейся в весенне-летние месяцы и выражающей действие на таяние солнечной радиации. Данная зависимость описывалась выражением

$$h_T = a_1 (T - T_0)^{a_2}, \quad (2.18)$$

где T_0 — температура начала снеготаяния. Параметры a_1 , a_2 и T_0 изменяются во времени — T_0 и a_2 принимают максимальные значения в июне, а минимальные — в декабре. Внутригодовой ход параметра a_1 носит противоположный характер.

Многие эмпирические зависимости интенсивности стаивания от метеохарактеристик носят локальный или региональный характер. Примеры таких зависимостей приведены В.Г. Коноваловым [66, 67] для гляциальных областей Средней Азии

$$h_T = 0,094 R(1 - \alpha) + 2,7 T - 7,4, \text{ мм/сут} \quad (2.19)$$

и для ледника Медвежьего

$$h_T = 0,075 R(1 - \alpha) + 2,9 T - 0,7, \text{ мм/сут} \quad (2.20)$$

и

$$h_T = 5,3 T + 11, \text{ мм/сут.} \quad (2.21)$$

Ю.М. Денисовым с соавторами [52] и В.Г. Коноваловым [67] для нескольких бассейнов и отдельных ледников Средней Азии сравнивались результаты расчетов стаивания по упомянутой модификации формулы (2.9) и формуле П.П. Кузьмина с результатами оценок h_T по формуле (2.19), а для ледника Медвежий — и по формулам (2.20) и (2.21). Сопоставление величин среднеквадратических отклонений рассчитанных значений h_T от фактических не выявило преимущества формул Денисова или Коновалова. Формула Кузьмина дала несколько больший разброс. Возможность учета при оценке h_T значительно меньшего количества параметров при сохранении точности результатов делает предпочтительным использование более простых формул. В работе Р. Каттельмана и др. [154] для бассейна р. Америкэн (Центральная Сьерра-Невада) площадью 4700 км² с высотами 120–3050 м с целью оценки снегозапасов проведены расчеты суточных величин стаивания. Для дней без дождя h_T оценивалась по формуле (2.8). Для дождливых дней использовалась формула вида

$$h_T = (k_1 + \Delta k)T + a_1, \text{ мм/сут,} \quad (2.22)$$

где в коэффициент стаивания вводилась поправка Δk на величину слоя осадков x (мм), $\Delta k = 0,13x$, а величины k_1 и a_1 принимали различные значения для открытых участков, для залесенности 0,1–0,6 и 0,7–1,0, для слабого и умеренного ($v < 400$ км/сут) и сильного ветра ($v > 400$ км/сут). Значения k_1 с января по май возрастали от 1,0 до 14 мм/(град · сут). Точность оценки запасов жидкой воды в ненасыщенном снежном покрове составляла 5%. Суммарная ошибка оценки снегозапасов не превышала 50 мм в.э.

Развитые модели формирования стока, как правило, содержат блок трансформации поступлений воды на поверхность водосбора в гидрограф стока в замыкающем створе. Различные схемы трансформации детально рассмотрены в монографиях Л.С. Кучмента [77] и Ю.М. Денисова с соавторами [15]. Задача получения гидрографа состоит в выборе подходящей схемы и определении по входу и выходу оптимальных значений ее параметров, содержащих в себе всю информацию о водосборе. Формализация процесса стекания воды к замыкающему створу состоит в представлении водосбора в виде ряда емкостей с регулировкой при помощи названных параметров объемов протекающей через них воды.

Как уже упоминалось, Ю.М. Денисовым и его группой были разработаны линейные и нелинейные одно- и двухъемкостные схемы трансформации, для нахождения параметров которых использовались метод моментов, метод наименьших квадратов и смешанный метод [119]. В большинстве моделей стока горных рек оценки потерь производятся с помощью коэффициента стока, что вызвано сложностью разработки специального блока расчета величины потерь для горных водосборов. При усовершенствовании модели Денисова, проводившемся в ГМЦ СССР, В.М. Мухиным и другими были опробованы линейные и нелинейные двухъемные схемы [62, 85, 87]. Уравнение (2.3) или аналогичное ему со свободной старшей производной преобразовывалось в конечно-разностное уравнение, для определения коэффициентов которого применялась оптимизационная процедура. Значения коэффициента стока находились после исключения из суммарного стока величин базисного стока, считавшегося одинаковым для всех расчетных лет. С помощью данной модели осуществлялись два варианта краткосрочного прогноза стока на n дней вперед, один — сразу на все дни, другой — на каждый из этих n дней. При прогнозе на сутки оба варианта обеспечивали одинаковую точность, при увеличении заблаговременности большую точность давал второй вариант [62]. При составлении с помощью аналогичной модели месячного прогноза стока В.М. Мухин [86] использовал сокращенный вариант прогностического конечно-разностного уравнения, содержащего, кроме коэффициента стока, всего три параметра. Величина будущих поступлений воды на водосбор оценивалась по ее связи с оставшимися в бассейне снегозапасами на момент прогноза. При коротких рядах наблюдений для такого же прогноза использовалось однопараметрическое уравнение.

А.Я. Полуниным [92, 93] предложен способ расчета гидрографа стока горных рек, основанный на разделении его на две компоненты — Q_1 , соответствующую истощению запасов воды в бассейне, и Q_2 , образующуюся за счет поступления в данные сутки воды на водосбор. Q_{1j} для j -х суток вычисляется с помощью выражения

$$Q_{1j} = Q_{j-1} \exp(-\lambda(z_{0j})), \quad (2.23)$$

где Q_{j-1} — средний расход в замыкающем створе за $(j-1)$ -е сутки, z_{0j} — средневзвешенная высота зоны поступления воды на водосбор. Коэффициент истощения λ — функция высоты местности и уменьшается за период половодья в три-четыре раза, что связано с перемещением зоны поступления талых вод из нижней в верхнюю часть водосбора [91]. Значения компоненты Q_{2j} принимаются равными $Q_j - Q_{1j}$ и оцениваются через значе-

ния поступлений воды на водосбор с помощью эмпирических зависимостей от z_{0i} , величин снегозапасов и ряда метеофакторов [92, 93]. Точность расчета гидрографа данным методом оказалась выше, чем с помощью линейной двухобъемной модели.

Приведем примеры конкретных моделей. А.К. Багчи [131–133] при разработке модели, применявшейся для вычисления расходов за июль–сентябрь на верхнем участке р. Биас в Западных Гималаях (площадь бассейна 344 км², высоты – 1900–5900 м), помимо зависимости (2.8), использовал ряд других допущений. Для выполнения расчетов бассейн был поделен на 20 высотных зон по 200 м каждая. В качестве индикатора доли твердых осадков в их суточном количестве принималось минимальное за сутки значение температуры воздуха. Считалось, что не происходит выпадения снега при $T_{\min} > +3,5^\circ \text{C}$, а выпадения дождя при $T_{\min} < -7,5^\circ \text{C}$. На основании этих допущений была построена связь $T_{\min}$ с долей твердых осадков в процентах от их количества за сутки

$$P_T = 9(3,5 - T_{\min}). \quad (2.24)$$

Значения $T_{\min}$ и $T_{\max}$ для всех высотных зон рассчитывались по градиенту температур, принимавшемуся равным 6,5 град/км. Количество снега x_{Tij} , выпавшего в j -е сутки в i -й высотной зоне, вычислялось по формуле

$$x_{Tij} = P_{Tij} \alpha_i x_{1j} / 100, \quad (2.25)$$

где P_{Tij} – доля твердых осадков; $\alpha_i = (x_i - E_i)/x$; x_{1j} – осадки, выпавшие в нижней (первой) зоне в j -е сутки; x , x_i и E_i – средние за рассматриваемый период осадки на расположенной в нижней зоне метеостанции и в i -й зоне и испарение в i -й зоне соответственно. α_i одновременно представляет собой фактор роста осадков с высотой и коэффициент стока для i -й зоны. В модели принято, что испарение жидких и твердых осадков одинаково. Снеготаяние h_{Tij} в j -е сутки в i -й зоне рассчитывалось по максимальной за сутки температуре $T_{\max ij} > 0^\circ \text{C}$ в этой зоне с помощью формулы (2.8). Значение коэффициента стаявания k_1 принималось равным 2,1 мм/(град · сут). Приравнивая общее за n дней количество выпавшего в i -й зоне снега его растаявшему количеству, автор модели получил выражение для α_i :

$$\alpha_i = \frac{k_1 \sum_{j=1}^n T_{\max ij}}{\sum_{j=1}^n P_{Tij} x_{1j}} \cdot 10^2. \quad (2.26)$$

Число дней со снежным покровом n определялось для каждой зоны с помощью данных с ИСЗ "Landsat". Найденная по выражению (2.26) зависимость значений α_i от высоты водосбора представлена на рис. 4. Просуммировав значения α_i по всем зонам, автор модели получил величину коэффициента стока α для всего водосбора

$$\alpha = \frac{1}{F} \sum_{i=1}^n \alpha_i F_i, \quad (2.27)$$

где F_i и F – площади i -й высотной зоны и всего водосбора соответствен-

но, N — общее число зон. Среднее значение α за 1971–1979 гг. получилось равным 2,5. Средние ошибки рассчитанных расходов за июль–сентябрь относительно фактических составили:

Год	%	Год	%	Год	%
1971	+9	1974	-37	1977	+12
1972	0	1975	-15	1978	-15
1973	-19	1976	+8	1979	+10

Следует отметить, что описанная модель не пригодна для имитации резких подъемов гидрографа, вызванных дождевыми осадками.

Простая модель формирования талого стока, в которой снеготаяние рассчитывается с помощью формулы (1.1), предложена Я. Мартинцем [159, 160]. В данной модели используется зависимость коэффициента стаивания k_1 от плотности снега ρ_c , учитывающая увеличение k_1 со временем в период снеготаяния

$$k_1 = 11\rho_c / \rho_v \text{ мм/(град} \cdot \text{сут)}, \quad (2.28)$$

где ρ_v — плотность воды при 4° С. Вследствие задержания воды в снежном покрове связь между интенсивностью стаивания за сутки и стоком отсутствует. Уменьшение среднесуточных расходов Q_j и слоя талого стока y_j при прекращении снеготаяния описывается с помощью коэффициента истощения, $k = Q_{j+1}/Q_j = y_{j+1}/y_j$, откуда следует, что $y_{ij} = y_1 k^{j-1}$, а суммарный слой стока за n дней y_Σ равен

$$y_\Sigma = \sum_{j=1}^n y_j = y_1 \frac{1 - k^{n-1}}{1 - k} \quad (2.29)$$

Так как $k < 1$, а n достаточно велико, то

$$y_\Sigma = y_1 / (1 - k) \text{ или } y_1 = y_\Sigma (1 - k). \quad (2.30)$$

Если пренебречь потерями стока, слой стаивания в первые сутки h_{T1} будет равен y_Σ . В соответствии с (2.30) это значит, что в первый день стекает $(1-k)$ -я часть образовавшейся воды:

$$y_1 = h_{T1} (1 - k). \quad (2.31)$$

Если период снеготаяния продолжается j дней, сток за j -й день с учетом потерь будет равен

$$y_j = \alpha h_{Tj} (1 - k) + y_{j-1} k = \alpha k_1 T_+ (1 - k) + y_{j-1} k, \quad (2.32)$$

где α — коэффициент стока, T_+ — количество градусо-дней.

Расчеты по модели проводились для бассейна р. Дишма (Швейцарские Альпы) площадью 43,3 км² с высотами 1668–3146 м, входящего в число шести экспериментальных водосборов, выбранных ВМО для сравнения концептуальных моделей формирования талого стока [192]. Бассейн был разделен на три высотные зоны. Температура воздуха измерялась в средней зоне на высоте 2370 м и экстраполировалась в остальные зоны с градиентом температур $\gamma = 6,5$ град/км. Для каждой зоны по формуле (2.28) определялись значения коэффициентов стаивания. На высоте

2370 м коэффициент k_1 монотонно возрастал от 4,0 мм/(град·сут) в начале мая до 4,7 мм/(град·сут) в конце июля. Потерями стока при расчетах пренебрегали. С учетом деления водосбора на зоны выражение для Q_j (м³/с) имело вид

$$Q_j = c(k_{1A} T_A S_{отнA} F_A + k_{1B} T_B S_{отнB} F_B + k_{1C} T_C S_{отнC} F_C)(1 - k) + Q_{j-1} k, \quad (2.33)$$

где F_A, F_B, F_C — площади зон A, B и C , км²; $S_{отнA}, S_{отнB}, S_{отнC}$ — степени заснеженности этих зон в долях единицы; c — коэффициент перевода размерностей. Значения k подбирались по фактическим расходам $Q_{фj}$ с помощью формулы (2.32), в которой величина $h_{тj}$ заменялась на $Q_{фj}$.

В работе Я. Мартинца [161] на примере упоминавшейся р. Дишма оценивалась возможность использования описанной модели для краткосрочного оперативного прогноза стока. Гидрограф стока рассчитывался по формуле (2.33), в которой к значениям слоя снеготаяния были прибавлены величины суточных осадков. Значения температур, зарегистрированные автоматической метеостанцией через каждые 15 мин и осредненные по часовым интервалам, использовались для определения числа градусо-дней за сутки. Покрытость разных высотных зон снегом определялась по кривым истощения снежного покрова, в прогностических целях строились также кривые для температур на градус меньше и больше фактических. Тарировка фактической кривой осуществлялась по данным аэрофото съемки. Для коэффициента истощения была построена эмпирическая связь со значениями расходов $k = aQ^{-b}$, где коэффициенты a и b подбирались по фактическому гидрографу. Коэффициент стаивания изменялся со временем от 4,0 до 5,5 мм/(град·сут), коэффициент стока был заключен в пределах 0,7–1,0. Были рассчитаны гидрографы стока, соответствовавшие фактическим температурам и значениям на градус выше и ниже фактических. Оценивалось также влияние на сток величин градиентов температур. С середины июля расходы, соответствовавшие низким температурам, превышали расходы, соответствовавшие высоким температурам. Объем стока при этом был постоянен, происходило лишь его перераспределение во времени. Модифицированная модель Я. Мартинца использовалась для расчета гидрографа талого стока р. Феши (горная система Кэйрнгорм, Шотландия, площадь водосбора 106 км², высоты 350–1265 м) [146]. Во избежание учета таяния при отрицательных дневных температурах при суточном осреднении учитывались колебания температур в течение дня. Объем талого стока на градусо-день считался пропорциональным размерам заснеженной площади, а суточное изменение этих размеров — пропорциональным интенсивности стаивания в данные сутки. Ежедневные поступления воды на водосбор r_j , м³/с, рассчитывались по формуле

$$r_j = (h_{тj} S_0 + (F - S_j) x_j) / 86\,400, \quad (2.34)$$

где F — площадь водосбора, x_j — осадки, выпавшие в j -е сутки на бесснежные площади, S_0 и S_j — начальный и текущий размеры заснеженной площади. Модель содержит 5 параметров — коэффициент таяния, градиент температур, начальные значения снеготаяния и размеров заснеженных площадей, коэффициент истощения. Результаты расчета гидрографа поз-

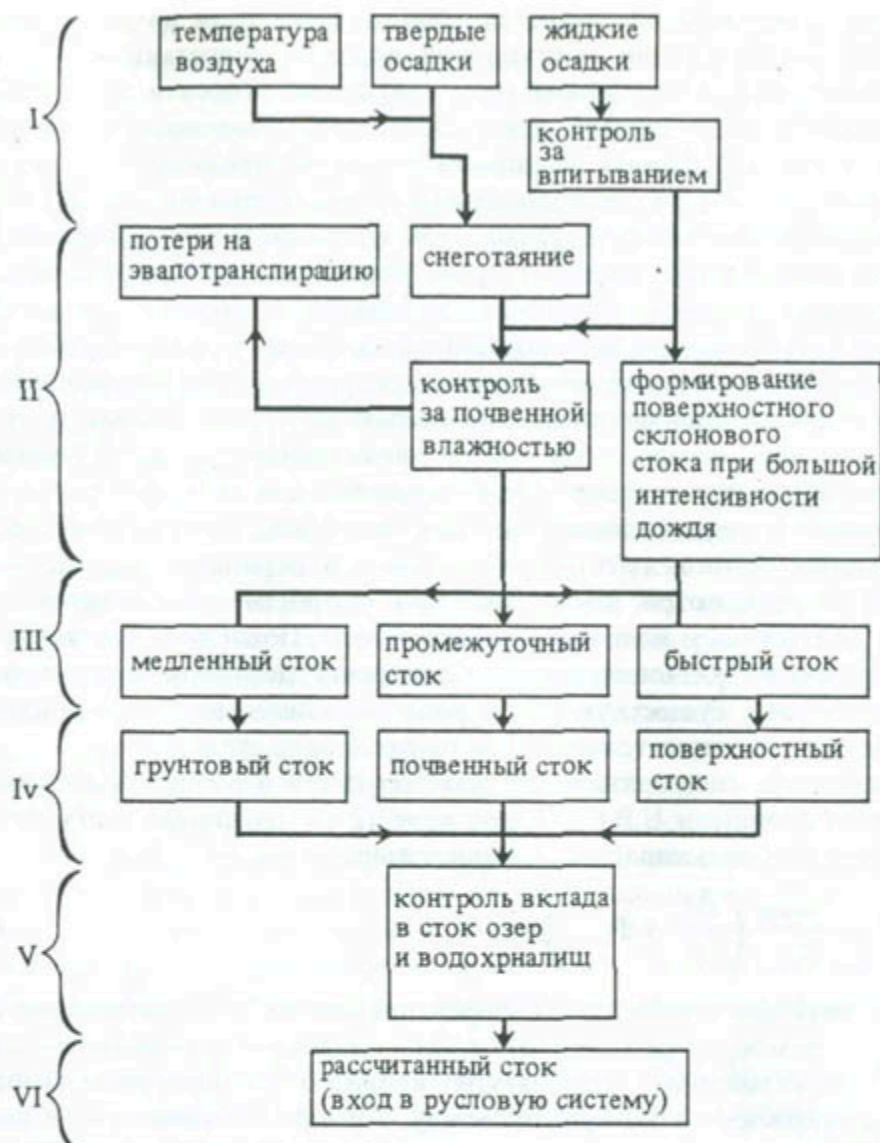


Рис. 5. Блок-схема модели U.B.C. [170]

I — распределение метеозлементов по высотным зонам; II — оценка составляющих водного баланса для водосбора; III — распределение компонент стока; IV — построение гидрографа; V — изменения гидрографа за счет запасов воды на водосборе; VI — сравнение рассчитанного и фактического гидрографов

волили проследить связь между суточными пиками расходов и максимальными температурами воздуха в один из предшествующих дней.

Развитая концептуальная модель формирования стока на горных водосборах (модель Университета Британской Колумбии, Канада — U.B.C.), предложена М. Квиком и А. Пайпсом [170]. Блок-схема модели представлена на рис. 5. Водосбор делится на 12 высотных зон, для каждой из которых по данным регулярной метеосети рассчитываются значения температуры воздуха и осадков. Возрастание осадков с высотой описывается логарифмическим законом. Температура определяется с помощью температурного градиента, причем последний оценивается по отдельности для максимальных и минимальных температур и считается функцией диапазона суточных колебаний температуры. Важнейшей переменной, управля-

ющей поведением модели, является дефицит влажности почвы. Он используется при распределении поступлений воды от снеготаяния или дождя по трем емкостям, отвечающим трем градациям скорости стекания, соответствующим, в свою очередь, поверхностному, почвенному и грунтовому стоку. При малом дефиците влажности почвы значительная часть поступающей воды будет стекать поверхностным путем. При уменьшении дефицита влажности почвы поверхностный сток возрастает. Когда дефицит равен нулю, избыточная влага начинает просачиваться к грунтовым водам. Если промежуточная емкость заполнена, возникает почвенный сток. Общий сток представляет сумму поверхностного, почвенного и грунтового стока.

Трансформация поступлений воды в гидрограф для поверхностного и почвенного стока производится с помощью интеграла Дюамеля. Почвенная и грунтовая компоненты стока характеризуются коэффициентами истощения. Параметры схемы трансформации для поверхностного стока определяются в период максимальных расходов, коэффициент истощения для почвенного и грунтового стока — в периоды спада половодья. В модели определяются также значения скорости просачивания и доли площади водосбора, с которой поступает вода. Последняя считается двухпараметрической экспоненциальной функцией дефицита влажности почвы. Сток из озер, существующих в ряде бассейнов, входит в общий сток с водосбора, но оценивается отдельно от руслового стока.

Интенсивность снеготаяния для каждого суток в каждой высотной зоне вычисляется в модели U.B.C. по формуле (2.8). Входящая в эту формулу температура рассчитывалась с помощью выражения

$$T = T' + \frac{T_{\text{мин}}}{T_{\text{тр}}} \left(\frac{\Delta t}{8} + T_{\text{мин}} \right), \quad (2.35)$$

где T' — значение температуры, определяемое по температурному градиенту, $T_{\text{тр}}$ — температура точки росы, Δt — диапазон суточных температур, $T_{\text{мин}}$ — минимальная температура выше 0°C . Величина отношения $T_{\text{мин}}/T_{\text{тр}}$ заключена в интервале между 0 и 1,5. Добавки к T' в выражении (2.35) вызваны влиянием на снеготаяние лучистой энергии Солнца и скрытого тепла вследствие конденсации водяного пара. При низкой среднесуточной температуре дополнительные члены могут обеспечивать такой же вклад в интенсивность таяния, как и основной член.

Расчеты по модели U.B.C. проводились по данным за несколько лет для 7 частных водосборов верхнего участка р. Колумбия (Британская Колумбия, Канада), площадью $26\,680\text{ км}^2$, а также для двух притоков р. Фрейзер. Значения расчетного и фактического гидрографов практически совпали. Коэффициент корреляции рассчитанных и фактических значений месячных объемов стока за 12 лет получился равным 0,96.

М. Сугавара и его группой детально разработана так называемая "танковая" (емкостная) модель формирования стока, включающая блок снеготаяния [186]. Названная модель участвует в упоминавшемся проекте ВМО "Взаимное сравнение концептуальных моделей талого стока" [192].

Модель формализована в виде нескольких (до четырех) последовательных емкостей, расположенных одна под другой, верхняя из которых ответственна за формирование поверхностного стока, нижняя, ограниченная

водоупором, — базисного, а промежуточные емкости — почвенного. Для каждой емкости записывается обыкновенное дифференциальное уравнение первого порядка, характеризующее изменение в ней объема почвенной влаги, или уравнение баланса последней для дискретных расчетных промежутков времени. Просачивание влаги в нижележащую емкость и сток через боковую сторону емкости происходят, когда количество воды в емкости превышает влажность насыщения, представляющую характерный параметр емкости. Каждой емкости соответствуют также определенные значения коэффициентов инфильтрации и стока, подбираемые при тарировке модели. Гидрограф стока составляется безотносительно его генезиса из сумм объемов воды, вытекающей за расчетный интервал времени из всех емкостей. При такой формализации испарение воспроизводится, когда верхняя емкость становится сухой, а количество воды в нижней превышает влажность насыщения.

В описанной схеме предусмотрены различные варианты заполнения верхней и нижележащих емкостей, соответствующие разным интенсивности снеготаяния и продолжительности и интенсивности дождевых осадков. При низкой интенсивности поступлений в верхнюю и, следовательно, в нижнюю емкости может происходить лишь фильтрация влаги, вызывающая незначительные изменения суммарного стока только за счет нижней емкости. При увеличении интенсивности поступлений в верхнюю емкость возрастающая фильтрация вызовет появление стока из промежуточной емкости. При этом расход будет медленно возрастать и постепенно убывать. В случае интенсивных и продолжительных поступлений значительное увеличение поверхностного стока вызовет резкий подъем гидрографа и сравнительно быстрое уменьшение, а затем постепенный его спад за счет стока из промежуточной емкости. В случае очень интенсивных поступлений малой продолжительности возникает лишь поверхностный сток без внутрпочвенного и лишь через некоторое время данный случай перейдет в предыдущий.

При разработке блока снеготаяния сделаны традиционные допущения. Исследуемый бассейн делится на высотные зоны. Температура воздуха в i -й зоне рассчитывается по формуле

$$T_i = T_0 + T' + \gamma(z_i - z_0), \quad (2.36)$$

где T' — поправочный член, вычисляемый по разности значения высоты середины нижней зоны и среднего арифметического значения высот метеостанций; T_0 — минимальная или максимальная суточная температура на высоте станции z_0 или их комбинация; γ — температурный градиент. В разных модификациях модели учитывался его внутригодовой ход или он принимался постоянным и равным 6 град/км. Возрастание осадков с высотой считается нелинейным. Количество выпадающих в i -й высотной зоне в j -е сутки и k -й месяц осадков, x_{ijk} , вычисляется по формуле

$$x_{ijk} = x_j G_{2m} (1 + G_{1m} D_i), \quad (2.37)$$

где x_j — количество в нижней зоне в те же сутки; D_i — собственно зависимость осадков от высоты зоны, которая в первых вариантах модели принималась линейной, а в последующих — квадратичной. G_{1m} — коэффициент, учитывающий сезонный характер зависимости осадков от высоты, G_{2m} —

множитель, вводимый для корректировки осадков: выпавших на поверхности разных уклонов; полученных по данным наблюдений станций, находящихся вне границ водосбора; измеренных разной аппаратурой. При расчете суммарных по водосбору осадков весовые коэффициенты данных для станций, расположенных в пределах бассейна, принимались равными 1, а для станций, находящихся вне бассейна, — 1/2. Авторы моделей считают используемый способ осреднения осадков по площади более точным, чем метод Тиссена. При температуре воздуха ниже 0 °С выпадающие осадки считаются твердыми, при температуре выше 0 °С — жидкими. Интенсивность таяния рассчитывается с помощью двухфакторной зависимости от температуры воздуха и осадков

$$h_T = k_1 T + \frac{xT}{80}. \quad (2.38)$$

Коэффициент таяния в зависимости от наличия данных считается постоянным или имеет внутригодовой ход.

Расчеты поступлений в модели проводятся с учетом водоудерживающей способности снега.

Линейная танковая модель с одним стоковым выходом может быть описана интегральным оператором вида $\alpha_1 / [\Delta + (\alpha_1 + \alpha_2)]$, где Δ — дифференциальный оператор, а α_1 и α_2 — коэффициенты стока и инфильтрации соответственно. Сработка емкости происходит по экспоненциальному закону $Ce^{-(\alpha_1 + \alpha_2)t}$, тогда $1/(\alpha_1 + \alpha_2)$ — временная константа для емкости, а $1 - (\alpha_1 + \alpha_2)$ — относительная скорость истощения. Величина $\alpha_1 + \alpha_2$ характеризует форму гидрографа, α_1/α_2 — объем стока. Калибровка гидрографа стока из емкости заключается в следующем. Если расчетный гидрограф более сглаженный, чем фактический, необходимо увеличить значение $\alpha_1 + \alpha_2$, если он оказывается круче фактического, значение $\alpha_1 + \alpha_2$ надо уменьшить. Необходимо увеличить значение α_1/α_2 , если вычисленный объем стока меньше фактического, и уменьшить в противном случае. Для четырехемкостной модели разным периодам подъема и спада гидрографа соответствует регулировка параметров той или иной емкости. Описанный принцип использован авторами модели при разработке критерия соответствия расчетного и фактического гидрографов. При этом выделено 5 временных интервалов разной продолжительности, соответствующих различным соотношениям между величинами стока из каждой емкости. Для каждого из этих интервалов устанавливалось количественное соответствие коэффициентов стока, коэффициентов инфильтрации и отношений фактических и расчетных величин стока. Для калибровки параметров влажности почвы использован метод ортогонализации.

Авторами модели рассмотрено влияние сезонной изменчивости параметров на результаты расчета гидрографов. Показано также, что небольшие изменения высот водосбора, на которых проводятся наблюдения, практически не влияют на сезонный ход параметров модели.

В работе Р. Шарбонно и др. [140] на примере верхней части бассейна р. Дюранс во Французских Альпах площадью 548 км² с высотами 1187–3363 м, одного из шести экспериментальных водосборов, выбранных ВМО для сравнения концептуальных моделей формирования талого стока [192], проведено сравнение трех моделей. Первая из них, модель

Дюранс, содержит блоки расчета всех основных компонентов водообмена в горах [139]. Две другие представляют собой отличающиеся блоками снеготаяния модель HSP (Hydrocomp Simulation Programming), созданную Н. Кроуфордом, и ее модификацию, реализованную Ж.-П. Лардо. Во всех моделях использовались единые данные о температуре воздуха и поверхности снега, осадках, расходах и объемах стока и физико-географических характеристиках водосбора.

В модели Дюранс водосбор был поделен в соответствии с ориентацией склонов и уклонами на 12 сегментов, каждый из которых разбивался на три высотные зоны. Учитывалось изменение характеристик водосбора в пределах малых частных водосборов. В модели HSP водосбор разделялся на 4 сегмента с меньшей внутренней детализацией аналогичных характеристик. Модель Дюранс состоит из блоков снегонакопления и снеготаяния, инфильтрации, перераспределения влаги в почве, суммарного испарения, формирования грунтового стока, руслового стекания. Кроме того, учитывается вклад озер и болот. Расчет снеготаяния по модели основывается на уравнении энергетического баланса и проводится по 12-часовым интервалам. Оценки вкладов приходящей солнечной радиации, количества теплоты за счет конвективного теплообмена, теплопередачи в снежной толще и фазовых переходов снег-вода производятся по данным о температуре поверхности снега, а оценка количества теплоты, приносимой дождем, — по данным о температуре воздуха. При расчете поступлений талых вод в русловую сеть учитывается время задержки из-за просачивания через снежную толщу и поверхностного стекания. Значения приходящей радиации оцениваются с учетом уклонов, экспозиций и затененности вследствие особенностей рельефа.

В модели HSP учет уклонов и экспозиций производился с помощью одного параметра, требуемая частота получения радиационных данных — два раза в месяц. В модифицированной модели HSP использовалась статистическая связь падающей радиации с продолжительностью инсоляции и суточной амплитудой температуры воздуха. Во все модели вводились единые данные об облачности. Значения температур на разных высотах в модели HSP рассчитывались по имевшемуся суточный ход температурному градиенту. В модели Дюранс для каждого суток строились регрессионные зависимости между высотами станций и максимальной и минимальной температурой. В зависимости от температуры осадки делились на жидкие и твердые. Осреднение по площади результатов наблюдений метеостанций осуществлялось с помощью метода Тиссена или с использованием для каждого элемента сетки данных трех ближайших станций с весами, обратно пропорциональными расстояниям до них [139]. Расчеты гидрографа во всех моделях проводились для четырех лет, два из которых были выбраны в качестве контрольных. Соответствие фактического и рассчитанного гидрографов устанавливалось с помощью коэффициента корреляции данных величин, взвешенной относительной ошибки отклонения вычисленных расходов от средних, интегральной квадратичной ошибки и коэффициента Нэша. Наилучшие совпадения были получены для оригинальной HSP модели.

Вывод работы [140] можно рассматривать в качестве резюме данного раздела. Использование сложной по структуре модели представляется

неоправданным, на точность расчетов гидрографа гораздо больше влияют полнота и качество входных данных. Правильный учет пространственного распределения осадков или поведения температурного градиента — более важный фактор при создании модели, чем выбор того или иного приближения для описания процессов формирования талого стока.

2.3. ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ В МОДЕЛЯХ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Как говорилось в предыдущих разделах, существует несколько вариантов использования данных с ИСЗ в моделях формирования талого стока. Во-первых, по результатам обработки спутниковых изображений прослеживается временной ход различных характеристик снежного покрова, строятся их связи между собой, делаются попытки типизации полученных зависимостей для их введения в модель. Во вторых, спутниковая информация о заснеженности и получаемые с ее помощью данные о других параметрах снежного покрова используются для тарировки коэффициентов модели. В-третьих, те же данные могут непосредственно вводиться в модель и в качестве начальных, и для текущей корректировки расчетов. В-четвертых, при оперативном получении спутниковых данных они могут быть применены для оценки временного хода параметров модели. В-пятых, при существовании оперативной системы дистанционного съема наземной информации о снежном покрове она может использоваться для выпуска с помощью модели прогнозов стока в реальном масштабе времени. Проследим на конкретных примерах реализацию указанных возможностей.

Данные о заснеженности водосборов вследствие простоты их определения при съемке с ИСЗ по сравнению с фиксацией других характеристик снежного покрова чаще всего используются в качестве исходных в моделях талого стока горных рек. Так, А. Рэнго и Я. Мартинцем [165, 172, 174] по полученной с ИСЗ "Landsat" в диапазоне 0,6–0,7 мкм информации о заснеженности водосборов рек. Дишма (Швейцарские Альпы), Динвуди Крик и Булл Лейк Крик (горы Винд Ривер, Вайоминг, США) площадью 43,3; 228 и 484 км² соответственно для проведения расчетов гидрографа талого стока по модели Мартинца [159] (раздел 2.2) были построены кривые истощения снежного покрова. Степень заснеженности в каждой из высотных зон, на которые разбивались водосборы, определялась планиметрированием. Входными в модели являлись данные о ежечасных осадках и температуре воздуха. Среднесуточные значения градусо-дней определялись как среднее арифметическое соответствующих часовых данных. Среднесуточные расходы за период с 1 мая по 30 июля для р. Дишма и с 1 апреля по 30 сентября для остальных рек вычислялись по формуле, аналогичной (2.33):

$$Q_{j+1} = \alpha_j \left\{ \sum_{i=1}^N \left[k_{1ij}(T_j + \Delta T_{ij}) S_{\text{отн } ij} + x_{ij} \right] \frac{F_i \cdot 10^{-2}}{86400} \right\} \times \\ \times (1 - k_{j+1}) + Q_j k_{j+1}, \quad (2.39)$$

где α_j — коэффициент стока, T_j — измеренное значение градусо-дней, ΔT_{ij} — поправка на температурный градиент, x_{ij} — осадки, выпавшие в i -й зоне

площадью F_i , $S_{\text{отн } ij}$ — степень ее заснеженности, Q_j — средний расход в j -е сутки, $\text{м}^3/\text{с}$, k_{1ij} — коэффициент стаивания в i -й зоне, N — число зон, k_j — коэффициент истощения, определяющийся соотношением $k_j = aQ_j^b$. Значения a и b находились для каждого водосбора по графикам временного хода Q_j за 1973–1976 гг. и составляли соответственно для бассейна р. Дишма 0,85 и 0,086; для бассейна р. Динвуди Крик 0,884 и 0,0677; для бассейна р. Булл Лейк Крик 0,921 и 0,0496. Величины k_{1ij} рассчитывались по формуле (2.28). Остальные параметры модели определялись каждые 15 дней. Коэффициент стока для водосбора р. Дишма принимался равным от 0,9 до 1,0, при выпадении дождей он имел значение 0,7, а для остальных рек изменялся от 0,85 в апреле до 0,75 в июле и до 0,90 в сентябре. Градиент температуры для бассейна р. Дишма равнялся 6,5 град/км, а для других бассейнов варьировал от 8,5 град/км в апреле до 9,5 в июле и 8,0 в сентябре. За период снеготаяния коэффициент таяния возрастал для американских рек от 3,5 до 6,0 мм/(град·сут). Модель работала с корректировкой по фактическим значениям стока за каждые 2 месяца и величинам заснеженности, определяемым по данным ИСЗ, и без корректировки. Были рассчитаны гидрографы стока за 1973–1976 гг., причем два года использовались для калибровки параметров, а два года считались проверочными. Было найдено, что модель описывает 82–86% фактических изменений суточных расходов. Ошибка определения сезонного объема составляла 1–5%.

Как отмечалось ранее, введение в модель спутниковой информации о заснеженности может уменьшить ошибки, вызванные погрешностями определения осадков и их экстраполяции по высоте и на большие расстояния при редкой снегомерной и осадкомерной сети. Например, в работах [45], [65] предложен способ корректировки по данным ИСЗ основных параметров модели Денисова — коэффициента стаивания k_1 (формула 2.8) и коэффициентов k_2 и k_3 в формуле высотного распределения осадков (2.1) с тем, чтобы расчет заснеженности и снегозапасов с исправленными величинами параметров привел к значениям высоты снеговой линии, равным эталонным.

По способу оценки заснеженности различают два типа моделей — модели детерминистического приближения, требующие ее прямых измерений (типа [151]), и калибруемые модели, в которых имитируются накопление и абляция снега (типа [170]). В последнем случае неточности в определении заснеженности компенсируются при оптимизации параметров модели на основе рядов наблюдений за стоком и стокообразующими факторами. В модели первого типа, разработанной А. Брауном, Дж. Ханнафордом и Р. Холлом [135], значения степени заснеженности водосбора, определяемые по данным ИСЗ, вводятся непосредственно в расчетную зависимость. С помощью данной модели выполнялись расчеты гидрографа стока с водосбора р. Кингс (Сьерра-Невада, Калифорния, США) площадью около 4000 км² с высотами 300–4300 м. Наземные ежемесячные измерения снегозапасов в бассейне проводились более 50 лет, самолетные аэросъемки — около 20 лет, спутниковые съемки — с 1973 г. Для расчета снеготаяния бассейн был разбит на 150-метровые высотные зоны. Таяние в каждой зоне считалось пропорциональным температуре. Водоудерживающая способность снега учитывалась следующим образом. Сток из рассматри-

ваемой зоны начинался, когда она находилась ниже границы области повышенной плотности снега, z_1 , т.е. когда весь снег был наполнен водой. Значение поступления талой воды на поверхность i -й зоны r_i , м³/с, рассчитывалось по формуле

$$r_i = k\alpha_i F_i S_{\text{отн } i} \Delta T_i, \quad (2.40)$$

где α_i — коэффициент стока, F_i — площадь зоны, км²; $S_{\text{отн } i}$ — доля заснеженной площади зоны, расположенной ниже z_1 ; ΔT_i — разность значений температуры воздуха и пороговой температуры радиационного таяния, принимавшейся равной -1°C ; k — коэффициент связи таяния с температурой и площадью, равный 0,024. Значения температур рассчитывались с помощью температурного градиента по данным трех метеостанций, расположенных в бассейне. Значения z_1 вычислялись с помощью эмпирической зависимости

$$z_1 = 945K(1,009)^t + 0,00987(T_1 - 55,5)/K, \quad (2.41)$$

где K — коэффициент, определяемый средним количеством талой воды в снеге 1 апреля; t — количество дней, отсчитываемое с 1 февраля; $T_1 =$

$$= \sum_{j=0}^N 0,96^j / T_j, \text{ где } j=0 \text{ соответствует 1-му января. При расчете гидрографа}$$

стока с каждой высотной зоны принималось, что часть поступлений воды расходуется на заполнение емкостей, а другая часть трансформируется. Считалось также, что существует непрерывный сток из емкостей, величина которого в любой момент времени принималась равной 6% суммарного объема.

Если в моделях, предназначенных для вычисления гидрографа, покрытость снегом может использоваться в качестве входной характеристики, то в модели для сезонных прогнозов она вводится как индекс снегонакопления и ожидаемых в последующие месяцы объемов стока. При этом ее значения должны быть привязаны к условиям залегания снега в данном году. В работе Я. Мартинца [162] рассмотрен вопрос о существовании однозначной связи между покрытостью горного водосбора снегом и снегозапасами в нем, связи, которая могла бы использоваться для прогнозов сезонного стока. На примере водосбора р. Дишма в течение периода снеготаяния прослежена разновременность стаивания, вызванная неоднородностью распределения снежного покрова в бассейне и увеличением снегозапасов с высотой, а также различной скоростью таяния в разных частях бассейна, зависящей от высоты местности и экспозиции склонов. Показано, что степень заснеженности на разные начальные даты уменьшается до одного значения при сработке различных объемов начальных снегозапасов. Связи значений покрытости водосбора снегом и снегозапасов для лет с разной величиной последних сильно различались. Объемы стока с водосбора в годы разной снежности при уменьшении степени заснеженности на одну и ту же величину также сильно различались между собой. Таким образом, степень заснеженности водосбора не может быть единственным предиктором при составлении прогнозов талого стока. Для устранения неоднозначности ее связи с макси-

мальными снегозапасами необходимо проводить корректировку по данным наземных и спутниковых наблюдений.

При использовании покрытости в качестве входной характеристики ее значениям, определяемым по спутниковым данным на каждую доступную дату в течение года снеготаяния, ставятся в соответствие построенные кривые истощения. При переходе от имитационного моделирования к оперативному прогнозированию стока помимо спутниковых данных о заснеженности бассейна на день составления прогноза необходимо знать величины максимальных снегозапасов в начале снеготаяния и ожидаемой суммы суточных значений температуры. По этим данным экстраполируются кривые истощения. Заблаговременность краткосрочного прогноза при подобных расчетах зависит от прогноза температуры. Основа успешного прогноза стока при такой постановке — качество метеоданных. Подобный подход был применен для расчета гидрографа и объема сезонного стока р. Саут Форк (бассейн р. Рио-Гранде, горы Сан-Хуан, Колорадо, США) площадью 559 км² с высотами 2605–3914 м [163, 175]. Среднесуточные расходы вычислялись на основе каждодневных данных о заснеженности по трем высотным зонам, на которые был разделен водосбор. Совпадение рассчитанного и фактического гидрографов хорошее. Разница рассчитанных объемов стока с фактическими для маловодного, обычного и многоводного года составляла сотые доли процента. При выполнении данного расчета строилось семейство соответствующих разным снегозапасам кривых связи степени заснеженности с числом градусо-дней (рис. 6) [175]. Степень заснеженности для каждой высотной зоны определялась по снимкам с ИСЗ "Landsat". Среднемноголетнее значение снегозапасов в бассейне к началу снеготаяния W (см) рассчитывалось по формуле

$$W = Y/\alpha - x, \quad (2.42)$$

полученной из условия $Y = \alpha(W + x)$, где x , Y и α соответственно количество осадков, см, слой полного стока, см, и средний коэффициент стока за период снеготаяния. При составлении прогноза объема стока в начале этого периода зональные кривые истощения для всего сезона еще неизвестны. При наличии измерений снегозапасов в бассейне возможен относительно правильный выбор модифицированной кривой из имеющегося многолетнего набора. Через несколько недель после начала снеготаяния, строя связь степени заснеженности, определенной по снимкам с ИСЗ, с суммарным числом градусо-дней, проверяют, насколько полученная кривая совпадает с первоначально выбранной. При хорошем совпадении продолжают вычисление по модели снеготаяния до полного схода снега, а сезонный объем получают при суммировании ежедневных расходов. Для определения величин градусо-дней используют данные долгосрочного прогноза среднесуточных температур. Если процесс таяния происходит медленнее, чем описывает выбранная кривая истощения, для дальнейшего прогноза стока подбирается другая кривая, соответствующая большим снегозапасам. Чем точнее исходная оценка снегозапасов, тем меньше будет модифицироваться первоначальный прогноз стока. Текущие улучшения могут быть достигнуты при краткосрочном прогнозировании, требующем ежедневных прогнозов температуры в течение всего периода заблаговременности. Подобный подход использован Я. Мартинцем [164] для прогноза среднесуточных орди-

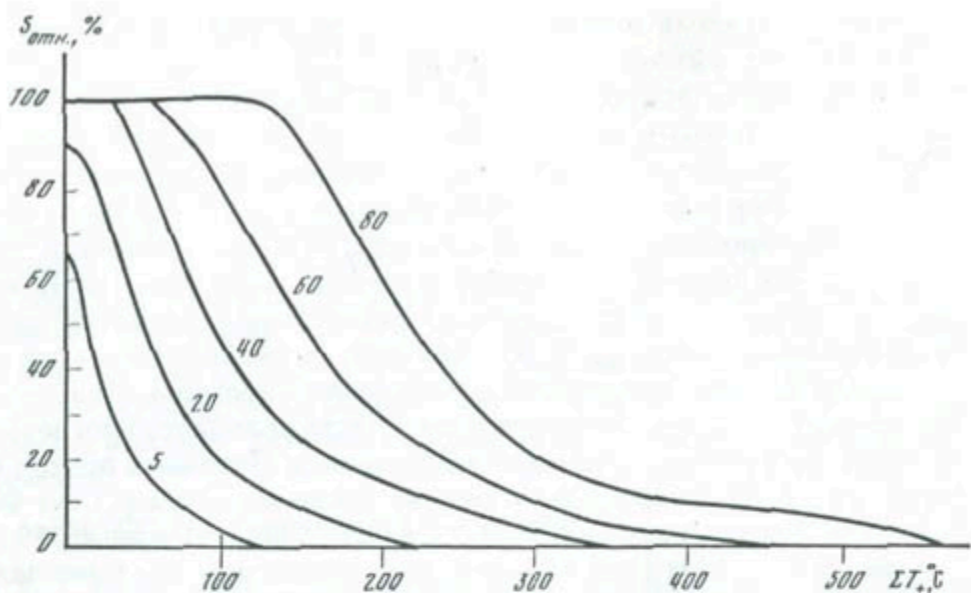


Рис. 6. Связи степени заснеженности водосбора $S_{отн}$ и сумм градусо-дней ΣT_+ (семейство кривых истощения) для бассейна р. Саут Форк (горы Сан-Хуан, Колорадо, США). Цифры у кривых соответствуют средним за период снеготаяния значениям снегозапасов, см в.э. [175]

нат гидрографа в реальном масштабе времени. На поведение кривых истощения кроме температуры воздуха и начальных снегозапасов влияет частота снегопадов во время снеготаяния. Выбор типа кривой для начала сезона таяния производится по данным о заснеженности, полученным с помощью ИСЗ, и о начальных снегозапасах, фиксируемых автоматизированной системой телеметрии снежного покрова SNOTEL [149] (раздел 1.5). По недельному прогнозу температуры и известному коэффициенту таяния рассчитывается слой снега, который тает за неделю. По выбранной кривой истощения на неделю вперед оцениваются ежедневные значения покрытости, толщины снежного покрова и снегозапасов, которые используются в модели формирования стока [174] для прогноза среднесуточного гидрографа на 1, 2, 3 ... 7 дней. Корректировка выбранной кривой проводится также по спутниковым данным о заснеженности.

Возможность быстрого использования спутниковых данных о покрытости или других характеристиках снежного покрова при составлении оперативного прогноза стока с помощью модели подразумевает проведение автоматизированной обработки дистанционной информации на ЭВМ. Пример построения развитой модели, предназначенной для имитации и прогноза снегозапасов и гидрографа талого стока и рассчитанной на регулярную корректировку параметров по данным наземной снегосъемки и информации с ИСЗ, приведен в работе [189]. Калибровка параметров и проверка модели осуществлялись на примере водосбора р. Вильямс Форк (приток р. Колорадо, горы Центральные Колорадо, США). И автоматизированная обработка спутниковых данных, и ввод информации с оцифрованной карты, и подбор параметров модели осуществлялись по квадратам сетки размером 5,76 га, на которые был разбит водосбор. Для каждой ячейки регистрировались данные о топографии, растительности, почвах и т.д. — всего об 11 характеристиках.

Модель состоит из трех блоков. В первом из них ячейки с близкими значениями параметров водосбора объединялись в группы (участки поверхности), расклассифицированные по 8 градациям. Исследованная верхняя часть водосбора площадью 231 км² была заключена в пределах высот местности 2743–3658 м и включала в себя 93 таких укрупненных участка, для каждого из которых рассчитывались высоты, уклоны, экспозиции и типы растительности. В этом же блоке хранилась информация об используемых при моделировании снегонакопления и снеготаяния зависимостях между гидрометеозлементами и характеристиками водосбора, таких, как зависимости температуры воздуха и осадков от высоты.

Второй блок модели — блок формирования снежного покрова и снеготаяния, рассчитываемых для каждого из 8 классов. В качестве входных характеристик рассматривались ежесуточные значения осадков и максимальной и минимальной температур воздуха. Радиационные данные были получены либо по результатам непосредственных измерений, либо с помощью регрессионных соотношений по наблюдениям за температурой. Последние были использованы также для разделения осадков на жидкие, твердые и смешанные. Значения температур рассчитывались по температурному градиенту отдельно для зимнего и летнего периодов. Выходными характеристиками этого блока являлись значения снегозапасов, температуры снежного покрова и дефицита влажности почвы на любую дату.

Третий блок служит для расчета гидрографа стока по величинам поступления талой воды и осадков. В нем оцениваются величины расходов поверхностной и базисной составляющих стока, а также вклад в гидрограф за счет подповерхностного склонового стекания. Поскольку скорость впитывания в рассматриваемом бассейне превышала интенсивности снеготаяния и выпадения дождей, имитировавшийся поверхностный сток мог наблюдаться только при полностью насыщенном почвенном горизонте. Для расчета подповерхностного склонового стока использовались уравнения Дарси и неразрывности. Разница суточных объемов поступлений и стока равна изменению влагозапасов почвы и сработке или пополнению запасов грунтовых вод. В течение периода снеготаяния было зафиксировано их пополнение. Данные наземной снегомерной съемки и спутниковая информация о заснеженности использовались для подбора кривой связи между этими параметрами, соответствующей определенным значениям высоты, экспозиции, растительности и т.д. Корректировка величин покрытости и снегозапасов по спутниковым данным привела к совпадению значений объемов стока и близким значениям гидрографа.

* * *

В данной главе на конкретных примерах прослежено развитие концептуальных моделей формирования талого стока — от простых корреляционных связей, используемых для расчета объемов сезонного стока, до моделей, позволяющих составлять прогноз гидрографа стока в реальном масштабе времени. Качество этих расчетов и прогнозов может быть улучшено при учете возможных ошибок, вызванных, в частности, следующим.

1. Неточностью определения параметров модели вследствие неучета

их временной или пространственной изменчивости, отсутствия представительных и регулярных данных для их калибровки, сложности проверки оптимизируемых нефизических коэффициентов.

2. Определенным несоответствием структуры модели характеру исследуемых процессов, а также вынужденным отсутствием детализации при описании природных условий бассейна.

3. Использованием ошибочных значений входных характеристик вследствие неточности и нерепрезентативности данных измерений на водосборе, больших погрешностей осреднений и экстраполяций, а также за счет изменения исходных данных в период заблаговременности прогноза. Один из путей уменьшения ошибок, вызванных названными причинами, состоит в привлечении спутниковых данных о состоянии подстилающей поверхности. При выпуске прогнозов в реальном масштабе времени обработка данных ИСЗ должна производиться с помощью ЭВМ. При этом в структуре модели следует предусмотреть возможность усвоения спутниковой информации. В перспективе составление прогнозов гидрографа стока на базе данных ИСЗ должно осуществляться в едином программном блоке обработки этих данных, идентификации параметров модели с учетом их пространственных и временных изменений и проведения текущей коррекции промежуточных и выходных характеристик.

ГЛАВА 3

ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ТАЛОГО СТОКА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ИСЗ НА ПРИМЕРЕ ВОДОСБОРОВ СЕВЕРНОГО СКЛОНА ФЕРГАНСКОЙ ДОЛИНЫ

В районах развитого поливного земледелия в Средней Азии основной источник орошения — талый сток нескольких крупных и многочисленных небольших горных рек. Наиболее рациональное его использование в соответствии с запросами сельского хозяйства зависит от возможностей оценки водности рек на период весенне-летнего половодья. Составление прогнозов гидрографов стока рек для этого интервала времени связано с выявлением временных изменений запасов воды в снежном покрове на различных высотах речных водосборов и положения сезонной снеговой границы, а также зависит от знания закономерностей процесса снеготаяния в горах.

В данной главе алгоритмизация процессов накопления и таяния снега, а также поступления талой воды на поверхность водосбора выполнена с расчетом на использование в модели спутниковых данных о динамике заснеженности речного бассейна. Получение такой информации с суточной дискретностью по телевизионным снимкам с ИСЗ позволяет определять параметры модели формирования снежного покрова и поступления воды на поверхность горного водосбора без привлечения данных о стоке. В отсутствие спутниковых данных идентификация параметров такой модели и оценка ее точности невозможны без присоединения к ней блока трансформации поступающей на водосбор воды в гидрограф стока и использо-

вания для этой цели наблюдений за стоком. Точность определения параметров модели при этом может оказаться неудовлетворительной.

Отработка модели, рассчитанной на использование информации с ИСЗ, производилась на примере водосборов рек Гавасай (Гава-Сай) и Кассансай (Кассан-Сай), расположенных на южном макросклоне Чаткальского хребта (Западный Тянь-Шань). По спутниковым снимкам водосборов в видимом диапазоне определялись размеры площади покрытой снегом части бассейна, а также прослеживалось движение границы снежного покрова за весь период снеготаяния. По результатам сравнения значений высот снеговой границы и доли покрытой снегом площади водосборов за различные сроки оказалось возможным определить основные параметры модели. Значения некоторых из них, так же как и структура модели, уточнялись по результатам экспедиционных исследований, проводившихся в названных речных бассейнах специалистами Института водных проблем АН СССР при нашем участии в 1980–1982 гг.

Из-за ограниченности в пределах рассматриваемых водосборов объема метеорологических и снегомерных наблюдений получение вертикальных профилей метеозлементов и характеристик снежного покрова осуществлялось с помощью экстраполяции имевшихся данных до максимальной и минимальной высот бассейнов, а также при использовании результатов измерений, проводившихся на прилегающих территориях.

3.1. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ И ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ИССЛЕДУЕМЫХ БАССЕЙНОВ

Район исследований, включающий в себя бассейны рек Гавасай и Кассансай, ограничен хребтами, входящими в западную часть Тянь-Шаньской горной системы: с севера — Чаткальским, с запада — Кураминским. На востоке его естественной границей являются отроги Чаткальского хребта. С юга реки дренируются Северо-Ферганским каналом.

По условиям формирования стока рассматриваемые речные бассейны мало различаются. Истоки обеих рек находятся в районе сочленения Чаткальского и Кураминского хребтов в нескольких километрах друг от друга на высотах порядка 3300 м.

Река Гавасай дренирует юго-восточный край Ангренского плато. Водораздельная линия верхней части ее бассейна проходит по гребням гор с высотами до 3400 м. Часть водосбора, находящаяся в пределах исследуемого участка, расположена выше с. Гава (замыкающий створ), около которого река выходит из гор (рис. 7). Площадь изучаемой части бассейна выше створа у с. Гава составляет 657 км², а длина реки в пределах рассматриваемого участка — около 60 км. Ниже с. Гава почти весь объем стока р. Гавасай разбирается на орошение.

Бассейн р. Кассансай до замыкающего створа у кишлака Кызылтокой имеет площадь 1130 км², до Уртатокойского (Кассан-Сайского) водохранилища (устье р. Урюкты) — 1240 км² (см. рис. 7). На рассматриваемом участке длиной около 70 км до кишлака Кызылтокой р. Кассансай со своими притоками дренирует западную часть южного склона Чаткальского хребта. До выхода в предгорья у замыкающего створа она течет на восток и юго-восток по направлению синклинальной впадины, образо-

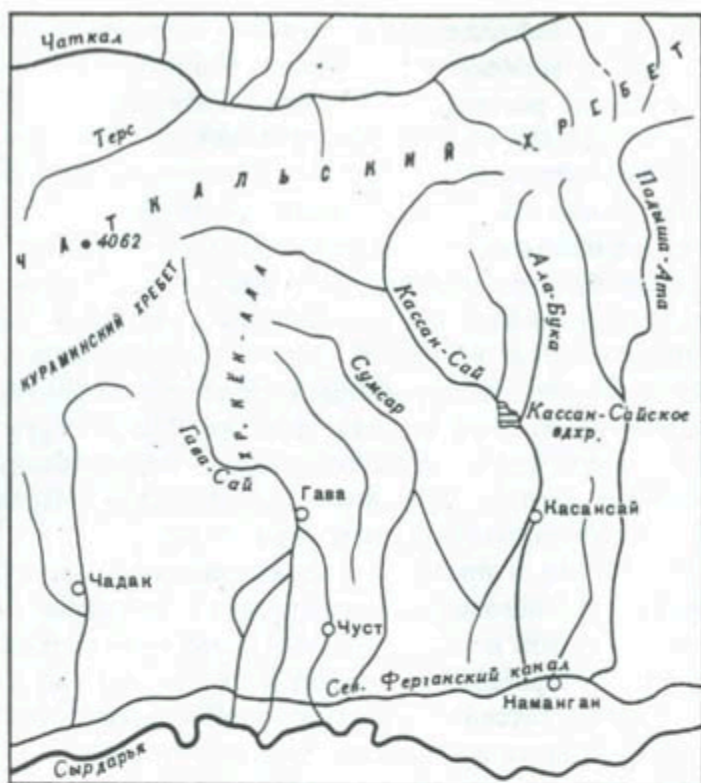


Рис. 7. Схема района исследований

вавшейся между крупными разломами широтного направления [54]. В бассейне реки имеется также ряд других тектонических разрывных нарушений, с которыми, по-видимому, связаны выходы подземных вод в низовьях. Высоты гребней гор в бассейне находятся в пределах 3200–3500 м, а в верховьях левого притока — р. Терексай — достигают 4300 м. Перепады высот на рассматриваемых участках обеих рек около 2500 м.

Склоны Кураминского и западной части Чаткальского хребта, включающей бассейн р. Гавасай, сложены в основном изверженными породами гранодиоритового ряда. Восточнее р. Гавасай в Чаткальском хребте преимущественно распространены сланцы с прослоями песчаников, характеризующиеся небольшой водообильностью и невысокой минерализацией подземных вод. В бассейне р. Кассансай вулканические породы встречаются только отдельными вкраплениями.

Для западной части Чаткальского хребта, являющейся северо-восточным краем Ангренского плато, характерны сглаженные формы рельефа. В верховьях Гавасая и Кассансая это плато представляет собой холмистую местность, покрытую мелкозёмом и задернованную [54]. В восточной части Чаткальский хребт переходит из плато в расчлененный гребень с большим количеством отдельных вершин. Таков, например, характер рельефа в истоках р. Терексай. Средний уклон Чаткальского хребта от гребня до подошвы 3–6° [54]. Обе реки, стекая с Чаткальского хребта, прорезают глубокие, до 500–700 м, ущелья, так что уже в 10–15 км от главного водораздела местность представляет собой долины рек, разделенных узкими гребнями [54]. В обоих бассейнах имеется также много плато-

образных участков. На дне долин из-за большой затененности склонами может скапливаться значительное количество снега, стаивающего позже, чем на открытых местах. Это подтверждается данными аэровизуальных наблюдений в исследуемых бассейнах. Высотное положение снеговой границы на дне долин в большинстве случаев ближе к положению ее на склонах северной экспозиции, чем на южных склонах. В результате гидрограф талого стока становится более плавным и растянутым.

Для климата рассматриваемого района характерны контрастность и большая изменчивость погодных условий. Под влиянием общей и местной атмосферной циркуляции на подветренных склонах сохраняется пониженное увлажнение поверхности, а на наветренных склонах — повышенное. Нередко наблюдаются температурные инверсии в приземных слоях атмосферы; степень дифференциации планового распределения температуры связана с экспозицией склонов и состоянием облачности над различными участками территории. Самые жаркие месяцы года — июль и август. Наибольшая суточная температура воздуха в предгорьях — $26-28^{\circ}\text{C}$, на высоте 2000–3000 м — не выше $10-20^{\circ}$. Среднесуточная температура воздуха в самый холодный период — с января по февраль $-8, -10^{\circ}$ — в горной части бассейна и $-3, -7^{\circ}$ — в предгорьях. На склонах Чаткальского хребта зимние вертикальные градиенты температуры воздуха меняются от 0,3 до 1,4, а летние от 0,1 до $0,9^{\circ}$ на 100 м [54]. Особенности изменения температурных градиентов на отдельных участках горных бассейнов не изучены. На высотах до 2000 м устойчивый переход приземной температуры воздуха через 0° происходит во второй половине марта, а на высотах более 2000 м — во второй декаде апреля. Осенью отрицательные суточные температуры воздуха устанавливаются на высотах 1000–2000 м с середины ноября до середины декабря, а на высотах более 3000 м — со второй половины сентября. Эти сроки дают представление о моментах наступления периода интенсивного снеготаяния весной и начала образования снежного покрова осенью.

Благодаря географическому положению исследуемый район получает относительно много солнечной энергии, особенно в летнее время. Приход суммарной радиации в предгорной части бассейнов за год составляет $\sim 140 \text{ ккал/см}^2$, увеличиваясь с высотой вследствие уменьшения плотности и запыленности воздуха до $150-155 \text{ ккал/см}^2$. Наибольшие среднемесячные величины суммарной радиации ($\sim 20 \text{ ккал/см}^2$) наблюдаются в июне—июле, наименьшие ($4-7 \text{ ккал/см}^2$) — в декабре. Годовые величины радиационного баланса изменяются по территории в пределах $48-50 \text{ ккал/см}^2$, наибольшие его месячные величины ($8-11 \text{ ккал/см}^2$) приходятся на июнь—июль [105].

Вследствие разнообразия форм рельефа и экспозиции склонов по отношению к влагоносным потокам воздуха среднегодовые суммы осадков для исследуемого района изменяются от 80–100 до 400–700 мм [100]. Наименьшие годовые суммы осадков при этом наблюдаются в бассейне р. Гавасай, занимающем крайнее западное положение. По мере продвижения к востоку количество осадков увеличивается. В долинах Гавасая и Кассансая в пределах высот 1000–1800 м годовые суммы осадков составляют 300–400 мм. Внутригодовое распределение осадков относительно равномерное с некоторым их преобладанием в холодное

время года. Дождевые осадки выпадают чаще в переходные сезоны. Продолжительность ливней может достигать 20–25 ч с интенсивностью от 0,1 до 1,8 мм/мин. Максимальная интенсивность дождя 3,1 мм/мин была зафиксирована в бассейне р. Кассансай в июне 1957 г. [100].

Появление снежного покрова на высотах до 1500 м отмечается во второй половине ноября, а сход снега — во второй половине марта. На высотах 1500–2500 м снежный покров устанавливается преимущественно в конце октября, а стаивает в конце апреля. В горах выше 2500 м в конце сентября формируются снежники, которые стаивают в летние месяцы. Крайне недостаточная изученность характеристик снежников не позволяет в настоящее время проследить закономерности таяния снега в зависимости от изменения метеорологических и других условий. Имеются лишь общие оценки характеристик снежного покрова по предгорной части бассейна. Известно [100], что в средневысотной зоне глубина снежного покрова составляет 80–90 см, в отдельные годы — 105–110 см. Запас воды в снеге на высотах от 1400 до 2200 м колеблется от 100 до 225 мм, достигая в отдельные годы 300–350 мм. Таяние продолжается 15–30 дней с интенсивностью 4–9 мм/день.

Почвенный покров в бассейнах рек Гавасай и Кассансай представлен маломощными горными лугово-степными суглинистыми и суглинисто-щебнистыми почвами. Их водопроницаемость варьирует в больших пределах в зависимости от содержания грубо-скелетного материала. Надежных количественных оценок впитывающей способности почв рассматриваемого района пока не получено.

Водосбор р. Гавасай практически безлесен. Насадения встречаются в основном в пойме реки. В верхней части бассейна имеются разреженные заросли арчи. Травяной покров разрежен, а на некоторых участках вытопан скотом. Широко распространены осыпи и скалистые участки.

В бассейне р. Кассансай существует растительность разных типов — от арчевого редколесья и фруктовых садов в предгорьях до редкого травостоя с единичными карликовыми деревьями по осыпям и скалам в горной части водосбора. 32% площади исследуемой части бассейна покрыты густым травяным покровом, зарослями кустарника и лесом. Густота травяного покрова в бассейне оценивается в 48% [54].

Питание рек Гавасай и Кассансай смешанное, основной его источник — талые воды сезонных снегов и частично дождевые воды в период паводка. Ледников в бассейне р. Гавасай нет. В бассейне р. Кассансай — один маленький ледник площадью 0,04 км², не оказывающей влияния на сток. Половодье на обеих реках начинается в первой половине апреля, заканчивается в августе. Максимальные расходы воды на реках наблюдаются в конце мая — начале июня. Среднегодовой расход р. Гавасай в створе с. Гава составляет около 6 м³/с, а максимальный превышает 30 м³/с. Эти расходы для р. Кассансай у кишлака Кызылтокой составляют соответственно около 8 м³/с и свыше 40 м³/с. За время половодья, обычно состоящего из нескольких паводочных волн, проходит 80–85% годового стока. Межень продолжается с сентября по март [100].

Воды рек Гавасай и Кассансай интенсивно разбираются на орошение и хозяйственно-питьевые нужды. Так, ниже с. Гава практически весь объем стока р. Гавасай распределяется по оросительным каналам и лишь в ред-

кие годы незначительная его часть по основному руслу доходит до Сырдарьи. На р. Кассансай между устьями Урюкты и Алабуки в 1947 г. введено в строй Уртатокойское (Кассансайское) русловое водохранилище сезонного регулирования. В результате естественный режим стока в нижнем течении реки нарушился, в то время как выше по течению он еще сохраняется, хотя в предгорной зоне бассейна все больше сказывается хозяйственная деятельность: развивается отгонное скотоводство, ведутся горные выработки. Верхний бьеф водохранилища может служить границей двух зон бассейна р. Кассансай: верхней зоны питания и транзита стока и нижней зоны интенсивного хозяйственного использования речных вод.

Гидрометеорологическая изученность водосборов рек Гавасай и Кассансай довольно слабая. Гидрометеорологическая станция "Устье р. Терс", расположенная посередине рассматриваемого участка реки на высоте 1759 м, — единственная метеостанция в бассейне р. Гавасай. В данных ее наблюдений очень много пропусков, а часть 1976 и весь 1977 г. станция была закрыта. В бассейне р. Кассансай в пределах изучаемого участка реки метеостанций нет вовсе. Гидрометеорологическая станция "Уртатокойское водохранилище", находящаяся у нижнего бьефа на высоте 1140 м в 10 км ниже замыкающего створа кишлака Кызылтокой, расположена на границе предгорий и собственно Ферганской долины. Поэтому данные ее наблюдений не могут быть отнесены ко всему водосбору. На границе исследуемого участка на Ангренском плато на высоте 2286 м более 40 лет действует снеголавинная станция УГКС Киргизской ССР "Ангрен", ближайшая за водоразделом бассейна р. Кассансай. Информация с этой станции позволяет получить представление об изменении метеозлементов и характеристик снежного покрова в горах. На р. Терексай — самом крупном притоке р. Кассансай — у одноименного поселка находится метеопост "Терексай" (высота 2000 м).

С конца 20-х годов до весны 1976 г. в бассейне Гавасая на высотах 1200—2700 м проводились наземные снегомерные съемки, а также осуществлялись наблюдения по трем суммарным осадкомерам. Эти наблюдения проводились нерегулярно. Поэтому на их основе не удалось получить картину распределения снегозапасов и осадков по высоте бассейна. Достаточно сказать, что из 9 последних лет наблюдений полный набор данных имеется лишь для 2 лет. В бассейне р. Кассансай не было ни наземной снегомерной съемки, ни регулярных наблюдений за осадками. В бассейне р. Гавасай на высотах 2650—3200 м с зимы 1967/68 г. ведутся наблюдения за высотой снежного покрова по 9 авиадистанционным снегомерным рейкам. Вертолетные облеты совершаются раз в месяц. Аналогичные наблюдения за высотой снежного покрова в бассейне Кассансая на высотах 2700—3150 м проводятся с зимы 1977/78 г. по 5 рейкам.

Режимные наблюдения за стоком р. Гавасай в пределах исследуемого участка проводятся на гидропостах УГКС Киргизской ССР с. Гава (с 1926 г.) и "Устье р. Терс" (рядом с ГМС, с 1933 г.), а на р. Кассансай на гидропосту УГКС Узбекской ССР "Кызылтокой" с 1968 г., после закрытия водпоста "Устье р. Урюкты" (период работы 1945—1967 гг.). Створы сел Гава и кишлака Кызылтокой являются замыкающими для исследуемых водосборов рек.

3.2. МЕТОДИКА РАСЧЕТА ТАЛОГО СТОКА

Как говорилось в предыдущей главе, для расчета гидрографа талого стока горной реки необходимо описать формирование снежного покрова в речном бассейне, вычислить поступление талой воды на его поверхность и оценить реакцию водосбора на приток воды. Подобные требования определили структуру разработанной модели формирования стока, состоящей из двух частей: модели образования и таяния снежного покрова и поступления воды на поверхность горного бассейна и модели трансформации полученных поступлений в гидрограф стока в замыкающем створе. Обе части модели объединены в единой программе расчета на ЭВМ гидрографа талого стока. Предложенная модель формирования стока — концептуальная модель, основанная на ряде априорных зависимостей, характеризующих процессы снегонакопления и снеготаяния в горах. Будучи в то же время моделью с распределенными параметрами, она описывает различия характера процесса таяния снежного покрова в разных частях бассейна и времени добегания воды из разных высотных зон при расчетах гидрографа стока в замыкающем створе. Следует отметить, что замена непостоянных по площади водосбора характеристик рассматриваемой гидрологической системы точечными параметрами модели приводит к трудности сравнения последних с измеряемыми физическими величинами.

3.2.1. Модель формирования снежного покрова и поступления воды на поверхность водосбора

При расчете поступления воды на поверхность бассейна необходимо оценивать водозапасы снежного покрова на любую дату. Вертикальная зональность метеозлементов на горном водосборе вызывает существенные различия в формировании снежного покрова и снеготаяния на разных высотах. В предыдущей главе был описан ряд формализаций названных процессов с учетом вертикального распределения метеохарактеристик, в том числе предложенных при создании модели Ю.М. Денисова [14, 15, 51] и принятых в модели ГМЦ СССР [63, 87]. С некоторыми дополнениями они включены в описываемую модель и представляются следующим образом.

1. Изменение температуры воздуха с высотой считается линейным.

$$T(z, t) = T(z_0, t) - \gamma(z - z_0), \quad (3.1)$$

где z_0 — высота единственной ГМС в бассейне р. Гавасай или средневзвешенная высота бассейна р. Кассансай; $T(z_0, t)$ — средняя за определенный промежуток времени t температура на высоте z_0 ; γ — вертикальный температурный градиент. Значение $T(z_0, t)$ для р. Кассансай вычисляется по данным СЛС "Ангрен", ГМС "Уртатокойское водохранилище" и "Устье р. Терс" (см. рис. 7), расположенных на высотах z_i :

$$T(z_0, t) = \frac{1}{3} \sum_{i=1}^3 [T(z_i, t) - \gamma(z_0 - z_i)]. \quad (3.2)$$

2. Осадки, выпавшие выше высоты нулевой изотермы, считаются только твердыми.

3. Осадки, выпавшие ниже высоты изотермы 2°C , считаются только жидкими.

4. Предполагается, что снег тает ниже высоты нулевой изотермы везде, где он есть. Интенсивность таяния h_t рассчитывается без учета и с учетом радиационного эффекта по формулам (2.8) и (2.17). В формуле (2.8) $T_0 = 0$. Поступление суммарной радиации R вычисляется по формуле П.П. Кузьмина [74]

$$R = R_0(1 - 0,20n - 0,47n_n), \quad (3.3)$$

где n и n_n — общая и нижняя облачность в долях единицы. Суммарная радиация при безоблачном небе R_0 рассчитывается по формуле [15]

$$R_0 = J_0 \exp[-b \exp(-z/H)] \cos \varphi \cos \delta \psi(x), \quad (3.4)$$

где φ — географическая широта; δ — солнечное склонение; z — высота над уровнем моря, м; H — высота однородной атмосферы, 8000 м; J_0 — солнечная постоянная, $\psi(x) = \frac{1}{\pi} [\sqrt{1+x^2} + x \arccos(-x)]$, $x = \tan \varphi \tan \delta$. Как и в ра-

боте Л.Н. Боровиковой, Ю.М. Денисова и др. [15], коэффициент b для широты рассматриваемых бассейнов принимается постоянным ($b = 0,390$). Величина δ , выражаемая в угловых градусах, вычисляется по формуле

$$\delta = 23,5 \sin \frac{2\pi}{T_r} (t - 81), \quad (3.5)$$

где t — время в сутках, отсчитываемое от 1 января, T_r — количество дней в году. Временной ход альбеда снежного покрова для суточных интервалов рассчитывался в одном из вариантов модели Денисова [15] по величине теплотокка, поступающего в снег. Оптимальные значения параметров использованной зависимости находились по данным наблюдений в бассейне р. Кызылчи (Западный Тянь-Шань). Из-за отсутствия в бассейнах рек Гавасай и Кассансай измерений радиационных характеристик внутригодовой ход альбеда в описываемой модели задавался при месячных интервалах осреднения по данным наблюдений в прилегающих районах.

5. Высотная зона между изотермами 0°C и 2°C рассматривается как промежуточная — выпавшие в ней осадки считаются твердыми и одновременно в ней происходит таяние снега с интенсивностью h_t . Испарение со снега нами не учитывалось из-за недостаточной изученности этого процесса. Немногочисленные данные свидетельствуют о том, что расходование влаги зимой в горах на испарение может быть значительным, особенно с южных склонов [3].

Аналогичные допущения были сделаны П.М. Машуковым [80] и Е.И. Гирник [41, 42] при составлении долгосрочных прогнозов стока за вегетационный период рек южного склона Чаткальского хребта. Они предполагали, что накопление осадков в каждой высотной зоне начинается только при отрицательной температуре, а таяние — только при положительной. Считалось также [41], что с 1 октября по 31 марта одновременно на всех высотах происходит накопление, а с 1 апреля — расходование снежных запасов.

В предлагаемой модели учитывались водоудерживающая способность снежного покрова и замерзание талой воды в снеге при наступлении моро-

зов во время снеготаяния. Водоотдача снежного покрова рассчитывалась по формуле

$$r_T = h_T / (1 - \epsilon), \quad (3.6)$$

где h_T — интенсивность снеготаяния; ϵ — водоудерживающая способность снега, которая принималась равной 0,13 [7]. Если влажность снежного покрова $\theta_c < \epsilon$, водоотдача равняется нулю. В этом случае влажность снега вычисляется по формуле

$$\theta_c = W_{ж} / (W_{ж} + W_T), \quad (3.7)$$

где W_T — запас воды в снеге без учета талой воды в его порах, $W_{ж}$ — количество талой воды в снеге. Расчет объема воды, замерзшей за сутки W_3 , проводился по аналогии с оценкой для небольших равнинных рек [63] по формуле

$$W_3 = 1,55 \sqrt{|T_{мин}|}, \quad (3.8)$$

где $T_{мин}$ — минимальная температура воздуха в течение суток. Для связи $T_{мин}$ со среднесуточной температурой T использовалась зависимость, предложенная по измерениям в бассейне р. Варзоб на Памире [63]

$$T_{мин} = 0,91 T - 3. \quad (3.9)$$

На рис. 8 представлена блок-схема модели для расчета объема поступлений воды в j -е сутки на поверхность i -й высотной зоны и всего бассейна в целом в случае вычисления интенсивности снеготаяния без учета радиационного эффекта по формуле (2.8) [63]. Для i -й высотной зоны использованы следующие обозначения: W_{Tj} — запас воды в твердой фазе снега, мм; $W_{жj}$ — запас воды в жидкой фазе снега, мм; x_j — количество осадков, мм; W_{3j} — количество замерзшей воды за сутки, мм; h_{Tj} — интенсивность снеготаяния, мм/сут; θ_{cj} — влажность снега, соответствующая его водоудерживающей способности, в долях единицы; $W_{ж\epsilon j}$ — количество талой воды, соответствующее водоудерживающей способности снежного покрова с запасом воды W_{Tj} , мм; r_{ij} — поступление воды на поверхность i -й высотной зоны, мм. Для всего водосбора приняты следующие обозначения: r_j — суммарное поступление талой воды на поверхность водосбора, м³/с; F_i — площадь i -й высотной зоны, км²; N — число высотных зон; c — коэффициент перевода размерностей, равный 0,0116. Аналогичная блок-схема в случае вычисления интенсивности снеготаяния с учетом радиационного эффекта по формуле (2.17) представлена на рис. 9. Обозначения те же, что и на рис. 8. Значение температуры воздуха $T = -3^\circ$, при котором начинали учитывать радиационный эффект, было получено с помощью построенного И.Д. Шенцис графика эмпирической зависимости суточной интенсивности снеготаяния от среднесуточной температуры воздуха [122]. Эта зависимость была выявлена по результатам исследований В.Г. Гапишко, обработавшей материалы пентадных снегосъемок ряда ГМС Тянь-Шаня за 1957–1967 гг. и рассчитавшей по полученным данным глубину слоя стаявшего за сутки снега для шести высотных зон (от 1900 до 3800 м) в бассейне р. Кызылча [25, 26, 124].

Использованные при расчетах по модели ежедневные и срочные данные о температуре воздуха, осадках и облачности были получены по наблюде-

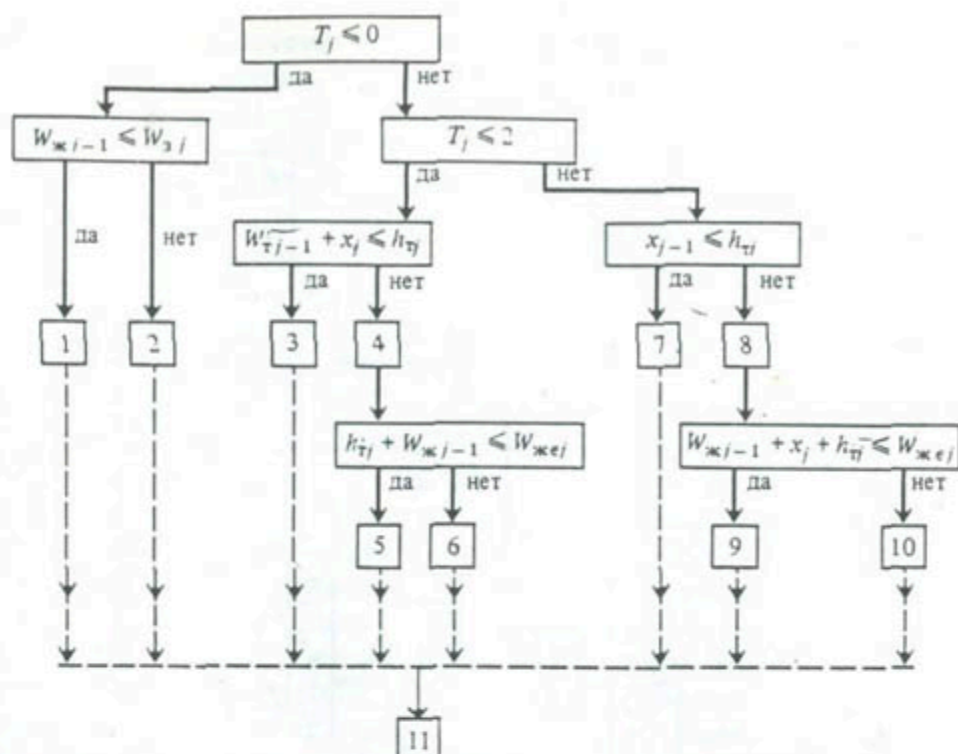


Рис. 8. Блок-схема модели без учета радиационного эффекта для оценки поступления талой воды на поверхность i -й высотной зоны водосбора. Индекс j соответствует порядковому номеру суток

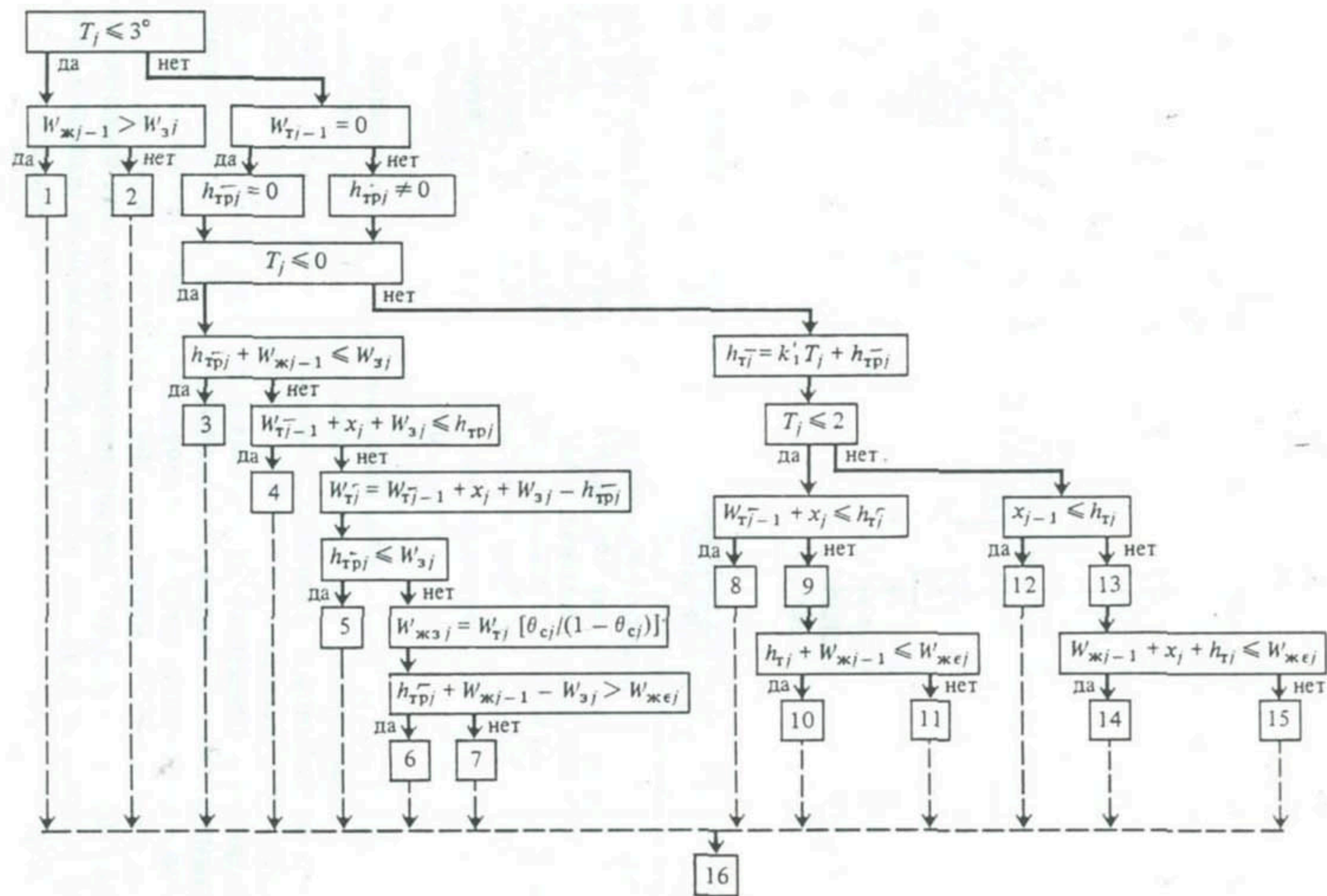
1 - $W_{тj} = W_{тj-1} + W_{жj-1} + x_j$; $W_{жj} = 0$; $r_{ij} = 0$; 2 - $W_{тj} = W_{тj-1} + W_{зj} + x_j$; $W_{жj} = W_{жj-1} - W_{зj}$; $r_{ij} = 0$; 3 - $W_{тj} = 0$; $W_{жj} = 0$; $r_{ij} = W_{тj-1} + W_{жj-1} + x_j$; 4 - $W_{тj} = W_{тj-1} + x_j - h_{тj}$; $W_{жеj} = W_{тj}[\theta_{cj}/(1 - \theta_{cj})]$; 5 - $W_{жj} = W_{жj-1} + h_{тj}$; $r_{ij} = 0$; 6 - $W_{жj} = W_{жеj}$; $r_{ij} = h_{тj} + W_{жj-1} - W_{жеj}$; 7 - $W_{тj} = 0$; $W_{жj} = 0$; $r_{ij} = W_{тj-1} + W_{жj-1} + x_j$; 8 - $W_{тj} = W_{тj-1} - h_{тj}$; $W_{жеj} = W_{тj}[\theta_{cj}/(1 - \theta_{cj})]$; 9 - $W_{жj} = W_{жj-1} + h_{тj} + x_j$; $r_{ij} = 0$; 10 - $W_{жj} = W_{жеj}$; $r_{ij} = W_{жj-1} + x_j + h_{тj} - W_{жеj}$; 11 - $r_j = c \sum_{i=1}^N F_i r_{ij}$

ниям ГМС "Устье р. Терс", ГМС "Уртатокойское водохранилище", СЛС "Ангрен" и метеопоста "Терексай" (см. рис. 7) за 1974–1983 гг. Для расчетов по бассейну р. Гавасай брались данные ГМС "Устье р. Терс", а по бассейну р. Кассансай – данные всех четырех станций. Величины осадков и температуры, измеренных на высотах всех метеостанций и поста, были экстраполированы с помощью формул (2.1) и (3.1) как до максимальных, так и до минимальных высот бассейнов (для бассейна р. Гавасай – 3800 и 1000 м, для бассейна р. Кассансай – 4000 и 1200 м). z_0 в формуле (2.1) – высота ГМС "Устье р. Терс" или средневзвешенная высота бассейна р. Кассансай. Величина $x(z_0, t)$ для водосбора р. Кассансай вычислялась по формуле [64]

$$x(z_0, t) = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 \frac{x(z_i, t)}{1 + k_2(z_i - z_0) + k_3(z_i - z_0)^2}, \quad (3.10)$$

где $x(z_i, t)$ – количество осадков на i -й станции, расположенной на высоте z_i .

Значения k_2 и k_3 как правило находятся по формуле (2.1) методом наименьших квадратов по среднегодовым суммам осадков, измеренных



станциями в исследуемых бассейнах [14, 15, 63, 87]. Прерывистость наблюдений по осадкомерам, расположенным в бассейне р. Гавасай, и неравномерность их расположения по высотам (2650, 2700 и 2980 м) не позволили применить формулу (2.1) и метод наименьших квадратов для расчета значений k_2 и k_3 . Разброс значений среднегодовых сумм осадков на разных высотах достигал 100%. В бассейне р. Кассансай наблюдения за осадками проводились только на ГМС "Уртатокойское водохранилище" и метеопосту "Терексай". Поэтому для задания k_2 и k_3 , а также коэффициента γ в формуле (3.1) использовались их значения, рассчитанные в САНИИ Госкомгидромета И.Д. Шенцис для соседнего бассейна р. Ахангаран, находящегося в сходных физико-географических, гидрологических и метеорологических условиях. В частности, главный источник питания рек Гавасай, Кассансай, Ахангаран — сезонные снега. Для долгосрочного прогноза стока этих рек используются данные одних и тех же метеостанций, расположенных в бассейнах Ахангарана, Гавасая, Чаткала [41, 42]. Разумеется, использование для одного бассейна зависимости (2.1), выведенной по данным наблюдений в другом, позволяет лишь приближенно оценить распределение осадков по высотным зонам в рассматриваемом бассейне. Коэффициенты k_2 и k_3 изменяются в течение года. Их максимальные значения относятся к началу августа и равны соответственно 0,658 и 0,028, а минимальные — к началу февраля и составляют 0,222 и -0,108. В течение года значения коэффициента γ также изменяются — от 4,3 град/км в декабре до 7,2 град/км в июле.

Как и в модели Денисова, в предлагаемой схеме используется допущение о равномерности распределения снегозапасов внутри высотной зоны. Дискретность значений снегозапасов в разных зонах сглаживается при малой протяженности этих зон (50 м по высоте).

В результате расчетов с помощью описанных алгоритмов по суточным и 6-часовым интервалам для бассейнов рек Гавасай и Кассансай были получены значения высот снеговой границы, распределения запасов воды в снеге и величины поступлений воды на водосбор в каждой высотной зоне и для всего водосбора для 1974—1983 гг. Результаты этих расчетов и их сравнение со значениями, полученными при анализе спутниковых снимков или по наземным наблюдениям, приводятся в разделе 3.5 данной главы.

Рис. 9. Блок-схема модели с учетом радиационного эффекта для оценки поступления талой воды на поверхность i -й высотной зоны водосбора. Индекс j соответствует порядковому номеру суток

$$\begin{aligned}
 1 - W_{Tj} &= W_{Tj-1} + x_j + W_{зj}; W_{жj} = W_{жj-1} - W_{зj}; r_{ij} = 0; 2 - W_{Tj} = W_{Tj-1} + W_{жj-1} + \\
 &+ x_j; W_{жj} = 0; r_{ij} = 0; 3 - \text{То же, что и 2}; 4 - W_{Tj} = 0; W_{жj} = 0; r_{ij} = W_{Tj-1} + \\
 &+ x_j + W_{жj-1}; 5 - W_{жj} = W_{жj-1} + h_{трj} - W_{зj}; r_{ij} = 0; 6 - W_{жj} = W_{жеj}; r_{ij} = W_{жj-1} + \\
 &+ h_{трj} - W_{зj} - W_{жеj}; 7 - \text{То же, что и 5}; 8 - \text{То же, что и 4}; 9 - W_{Tj} = W_{Tj-1} + x_j - \\
 &- h_{тj}; W_{жеj} = W_{Tj}[\theta_{cj}/(1 - \theta_{cj})]; 10 - W_{жj} = W_{жj-1} + h_{тj}; r_{ij} = 0; 11 - W_{жj} = W_{жеj}; \\
 &r_{ij} = h_{тj} + W_{жj-1} - W_{жеj}; 12 - \text{То же, что и 4}; 13 - W_{Tj} = W_{Tj-1} - h_{тj}; W_{жеj} = W_{Tj} \times \\
 &\times [\theta_{cj}/(1 - \theta_{cj})]; 14 - W_{жj} = W_{жj-1} + h_{тj} + x_j; r_{ij} = 0; 15 - W_{жj} = W_{жеj}; r_{ij} = \\
 &= W_{жj-1} + x_j + h_{тj} - W_{жеj}; 16 - r_j = c \sum_{i=1}^N F_i r_{ij}
 \end{aligned}$$

3.2.2. Модель трансформации поступающей на водосбор воды в гидрограф стока в замыкающем створе

По наблюдениям многих исследователей, в том числе и по нашим, в горах Средней Азии талая вода, как правило, полностью фильтруется на склонах, оставляя у кромки снежников неширокую влажную полосу земли, и, просочившись вглубь, либо доходит под землей до русла реки, либо выходит на поверхность в виде родников в понижениях рельефа. Исследуемые бассейны рек Гавасай и Кассансай в этом отношении не составляют исключения. Жидкие осадки преимущественно также фильтруются в склоны и дают поверхностный сток лишь при очень большой интенсивности выпадения. Таким образом, при построении схемы трансформации поступлений воды в гидрограф стока в замыкающем створе необходимо учитывать, что на исследуемых водосборах поверхностный склоновый сток образуется, лишь когда интенсивность поступления воды на единицу площади превышает величину безнапорной инфильтрации влаги в почву. Нами испытывались несколько различных схем трансформации, каждая из которых содержит ряд интегральных параметров, характеризующих гидрологические особенности бассейна.

В первом варианте модели формирования стока к описанным алгоритмам расчета поступлений воды на водосбор присоединялась линейная однообъемная модель трансформации стока с сосредоточенными параметрами, основанная на интеграле Дюамеля. Функция влияния рассчитывалась по методу Калинина—Милюкова. Для нахождения параметров этой функции применялась оптимизационная процедура. Длина ряда определялась периодом интенсивного снеготаяния. Вычисленные для Гавасая и Кассансая расходы воды сравнивались соответственно с измеренными в створах села Гава и кишлака Кызылтокой. Согласования гидрографов для всех расчетных лет достичь не удалось. Резкое увеличение расходов в створах с. Гава и к. Кызылтокой наблюдается в первой декаде апреля, иногда в самом конце марта (г) на рис. 10, 11; в) на рис. 12), в то время как по результатам расчетов объемы поступлений воды на водосбор значительно увеличиваются в конце февраля — начале марта (в) на рис. 10, 11; б) на рис. 12).

Во второй модификации модели также использовалась однообъемная схема трансформации, но в отличие от первого варианта — с распределенными параметрами. Выражалось это в замене функции влияния Калинина—Милюкова в интеграле свертки двухпараметрической функцией влияния, учитывающей различие времени добегания для разных высотных зон [78]. Выражение для расчета гидрографа стока, сформированного таким образом, при определенных допущениях имеет вид

$$Q(t) = \int_0^t \int_0^d I(x, \tau) G(x, t - \tau) B(x) dx d\tau, \quad (3.11)$$

где $I(x, \tau)$ — количество поступившей в единицу времени на поверхность водосбора воды в единицах слоя. При разбиении водосбора на высотные зоны $I(x, \tau) = r_{ij}$. Функция влияния описывается выражением

$$G(x, t) = \frac{x}{2(\pi D_0)^{1/2} t^{3/2}} \exp \left[-\frac{(x - C_0 t)^2}{4 D_0 t} \right], \quad (3.12)$$

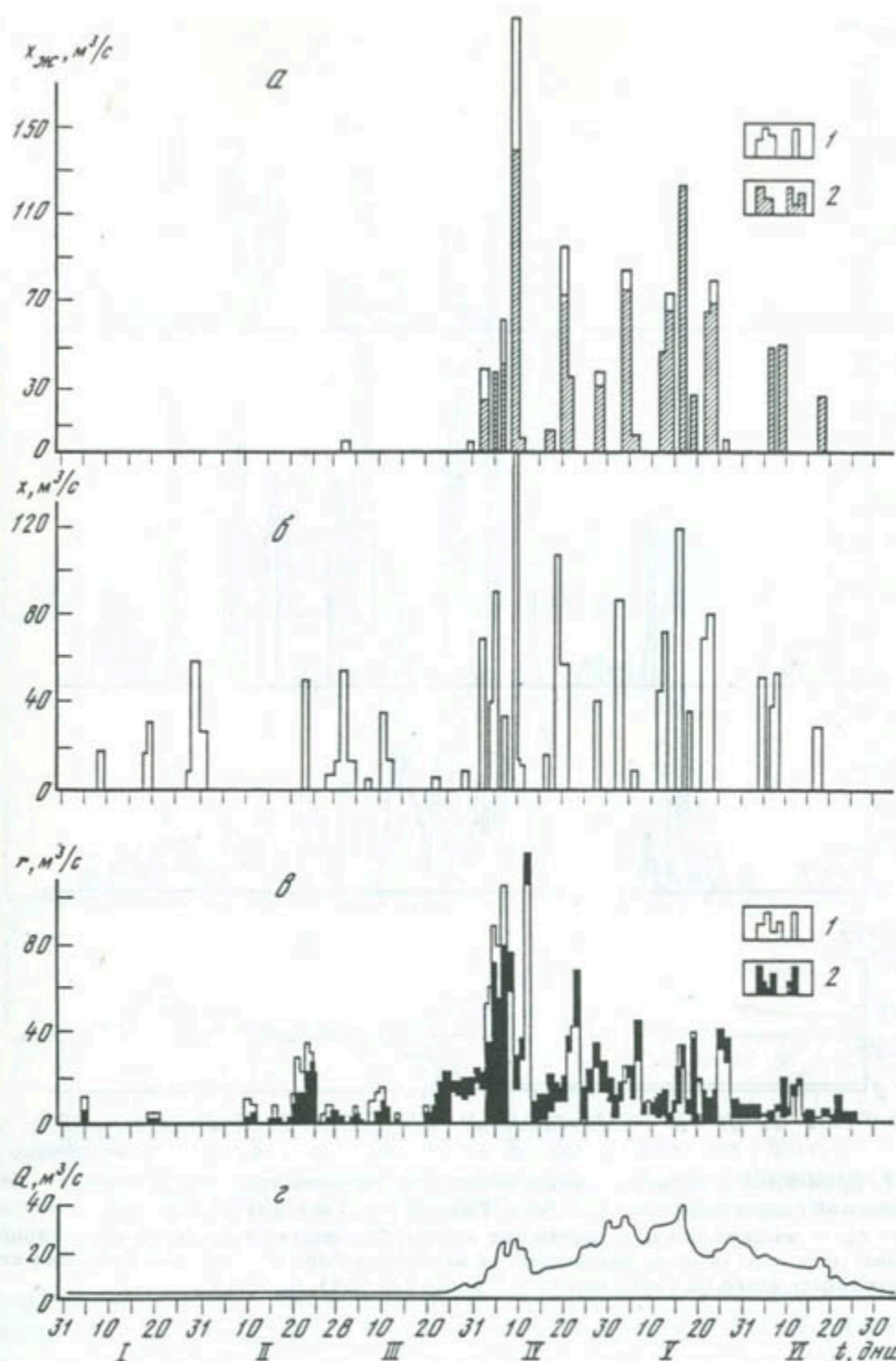


Рис. 10. Временной ход рассчитанных по модели значений $x_{\text{ж}}$ — (а), x — (б), r — (в) и фактический гидрограф стока Q — (г) р. Гавасай — с. Гава для 1978 г.

а — $x_{\text{ж}}$ — жидкие осадки, выпавшие на освободившуюся от снега часть бассейна, при $k_1 = 5 \text{ мм/(град} \cdot \text{сут)}$, $\alpha_d = 0,3$ (1) и при $k_1' = 1,8 \text{ мм/(град} \cdot \text{сут)}$, $m = 0,011$, $\alpha_d = 0,3$ (2); б — x — осадки, выпавшие на весь водосбор; в — r — поступления воды на поверхность всего бассейна при тех же условиях (1) и (2), что и в случае а

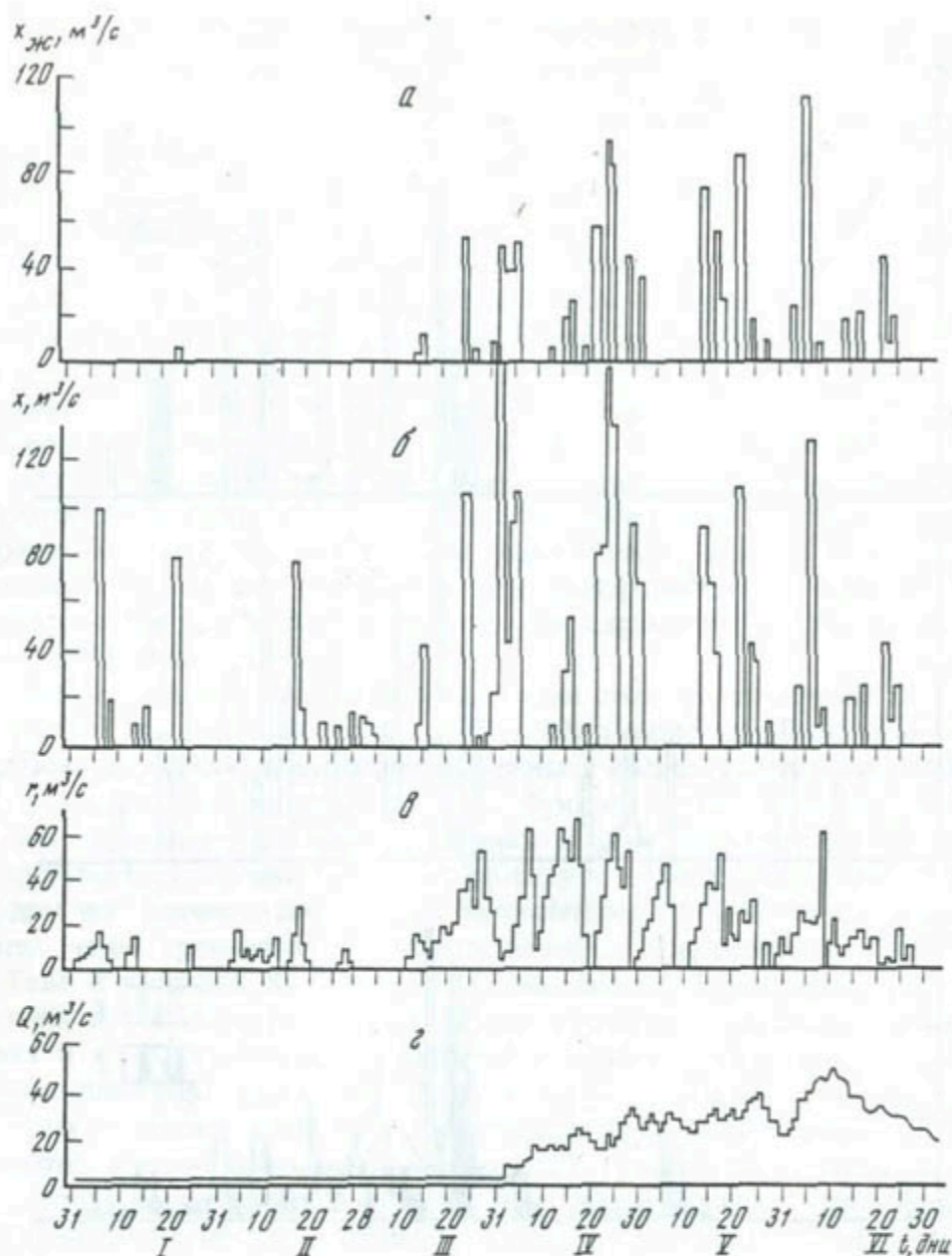


Рис. 11. Временной ход рассчитанных по модели значений $x_{ж}$ — (а), x — (б), r — (в) и фактический гидрограф стока Q — (г) р. Гавасай — с. Гава для 1979 г.

a — $x_{ж}$ — жидкие осадки, выпавшие на освободившуюся от снега часть площади бассейна; b — x — осадки, выпавшие на весь водосбор; $в$ — r — поступления воды на поверхность всего бассейна при $k_1 = 5$ мм/(град·сут), $\alpha_d = 0,3$.

где C_0 и D_0 — параметры, подбираемые при калибровке модели. При численных реализациях данной схемы трансформации их значения определяли с помощью оптимизационной процедуры. Использование описанной функции влияния хотя и улучшило значения ординат гидрографов, однако к желаемому совпадению расчетного и фактического гидрографов не привело. Неизбежно возникал вопрос: как учитывать время задержки в 25–45 дней, в течение которого значительные объемы талой воды, поступавшей на водосбор, не изменяли расходов воды в замыкающем створе? Анализ

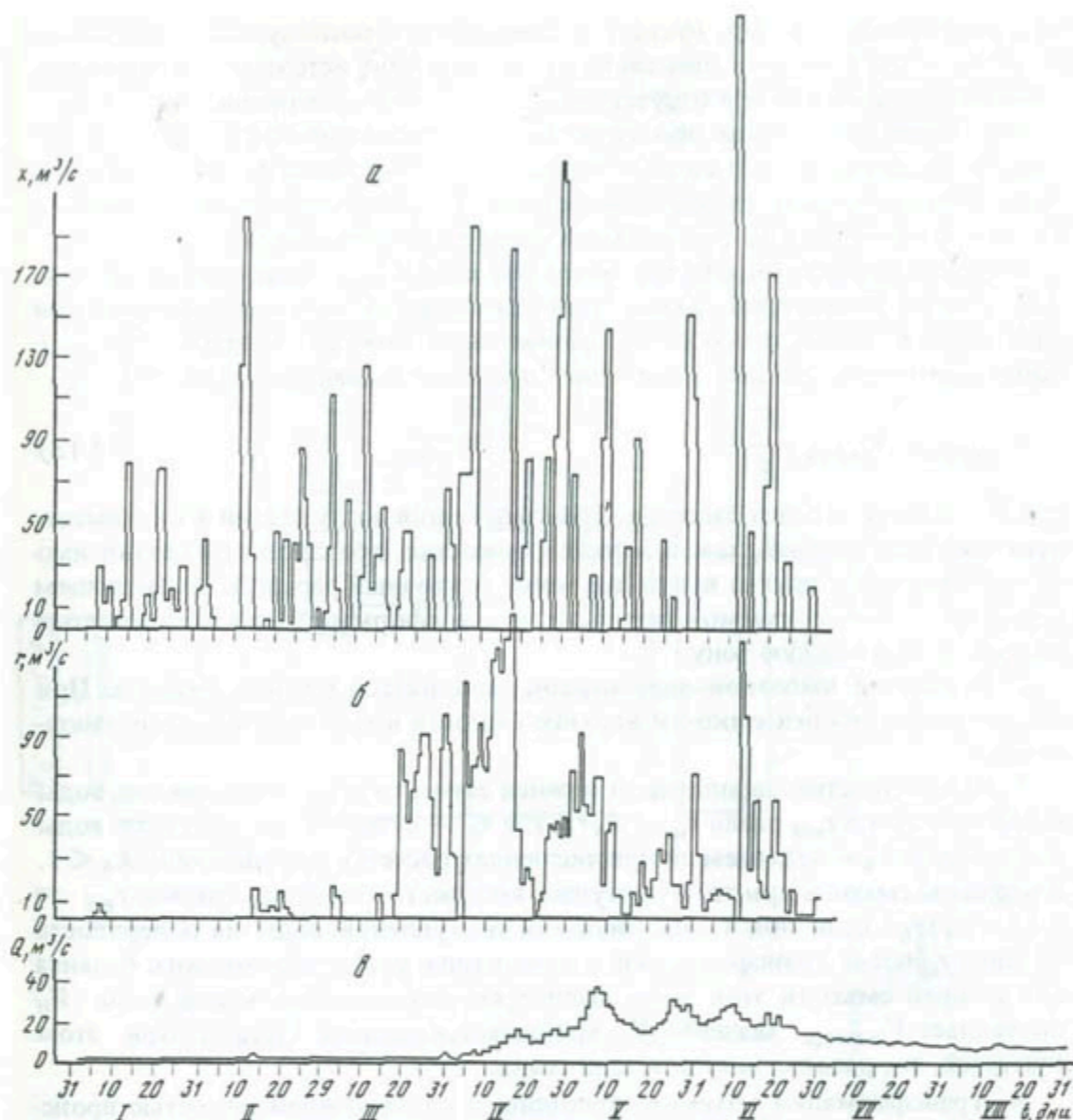


Рис. 12. Временной ход рассчитанных по модели значений x — (а), r — (б) и фактический гидрограф стока Q — (в) р. Кассансай — с. Кызылтокой для 1980 г.

a — x — осадки, выпавшие на весь водосбор; b — r — поступления воды на поверхность всего бассейна при $k_1 = 5$ мм/(град · сут), $\alpha_d = 0,3$

результатов полевых экспедиционных исследований генетических составляющих стока с обоих водосборов, а также совместное рассмотрение хода поступлений и значений расходов за расчетные годы (см. рис. 10–12) позволили предложить новую схему трансформации. Суть ее состоит в следующем. Поскольку время добегания внутрипочвенного и тем более грунтового стока значительно превышает время руслового добегания, а поверхностный склоновый сток в исследуемых бассейнах возникает лишь при очень больших интенсивностях поступлений влаги на поверхность водосборов, было сделано предположение, что столь большая разница во времени (до 50 дней) между началом поступления талой воды на водосбор и моментом резкого увеличения стока обусловлена постепенным заполнением

почвенно-грунтовых пор, пустот, трещин и т.п. с последующим стеканием воды к руслу реки или выклиниванием ее в виде источников в низовьях бассейна практически при отсутствии паводочной составляющей в русловом стоке. Такая физическая интерпретация процесса преобразования бассейном поступлений талой воды в гидрограф стока была формализована в виде двухъемкостной схемы трансформации с распределенными параметрами, при построении которой делались следующие допущения.

1. Объем нижней емкости для всего бассейна $V_{\text{макс}}$ считается заданным. Это один из параметров схемы трансформации, который подбирается при численных реализациях модели. Объем части нижней емкости $V_{\text{макс},i}$ расположенной в i -й высотной зоне, пропорционален площади зоны F_i

$$V_{\text{макс},i} = V_{\text{макс}} \cdot \frac{F_i}{F}, \quad (3.13)$$

где F — площадь всего бассейна. Трансформация поступлений в i -ю высотную зону как нижней, так и верхней емкостью производится независимо от поступлений в другие высотные зоны, а суточный расход в замыкающем створе Q_{ij} является суммой результатов трансформации каждой емкостью поступлений в каждую зону.

2. В каждой высотной зоне первой заполняется нижняя емкость. При незаполнении нижней емкости верхние емкости в этой зоне водой не заполняются.

3. При полностью заполненной нижней емкости в i -й зоне приход воды к ней в j -е сутки r_{nij} равен $r_{nij} = k_4 r_{ij}$, где r_{ij} — суточное поступление воды в эту зону, а k_4 — задаваемый при численных расчетах коэффициент, $k_4 < 1$. В верхнюю емкость при этом поступает количество воды r_{vij} , равное $r_{vij} = (1 - k_4) r_{ij}$. Если при таком значении поступлений воды на поверхность i -й зоны r_{ij} после трансформации и замыкания уравнения водного баланса для нижней емкости этой зоны количество находящейся в ней воды V_{ij} превышает $V_{\text{макс},i}$, значение V_{ij} принимается равным $V_{\text{макс},i}$. При этом считается, что разница идет в потери стока.

4. Трансформация объемов приходящей влаги нижней емкостью происходит со дня начала поступлений талой воды на водосбор до окончания паводка, верхней емкостью — по мере попадания в нее воды при условии заполнения нижней емкости и также до конца половодья.

Блок-схема механизма распределения между емкостями объемов поступившей за j -е сутки воды в зависимости от заполнения нижней емкости для одной высотной зоны приведена на рис. 13.

При расчетах гидрографа стока использовали и другой межъемкостной делитель объемов поступлений воды — итерационный. Его блок-схема представлена на рис. 14. В схеме трансформации при этом не затрагиваются первое, второе и четвертое допущения. Третье допущение видоизменяется следующим образом. Приход воды к нижней емкости в i -й зоне за j -е сутки r_{nij} принимается на первом шаге равным r_{ij} , $r_{nij} = r_{ij}$ вне зависимости от заполнения емкости в j -е сутки. После трансформации и замыкания уравнения водного баланса для нижней емкости этой зоны количество находящейся в ней воды V_{ij} сравнивается со значением $V_{\text{макс},i}$. Если разница между V_{ij} и $V_{\text{макс},i}$ лежит в пределах требуемой точности (мы

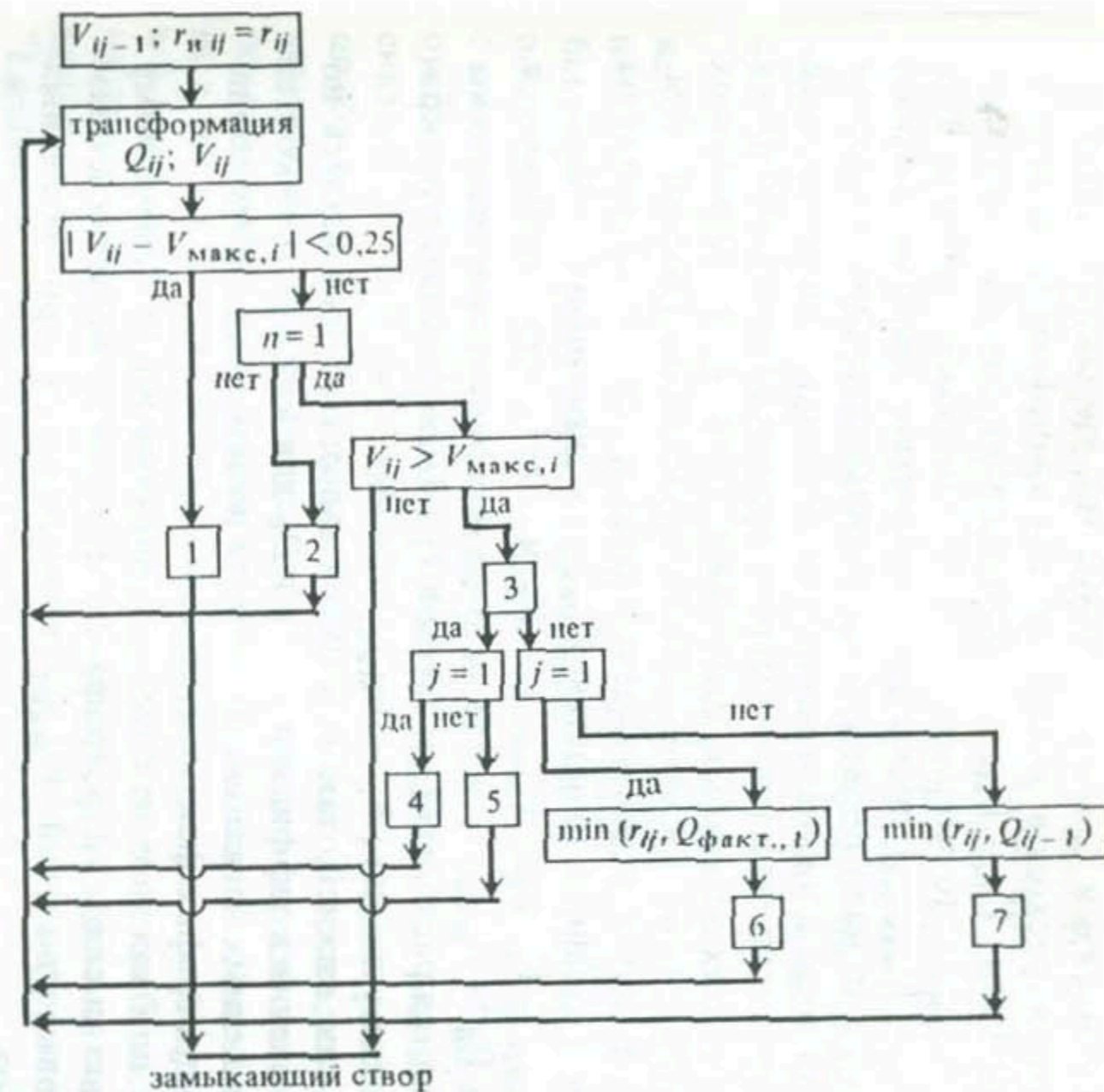
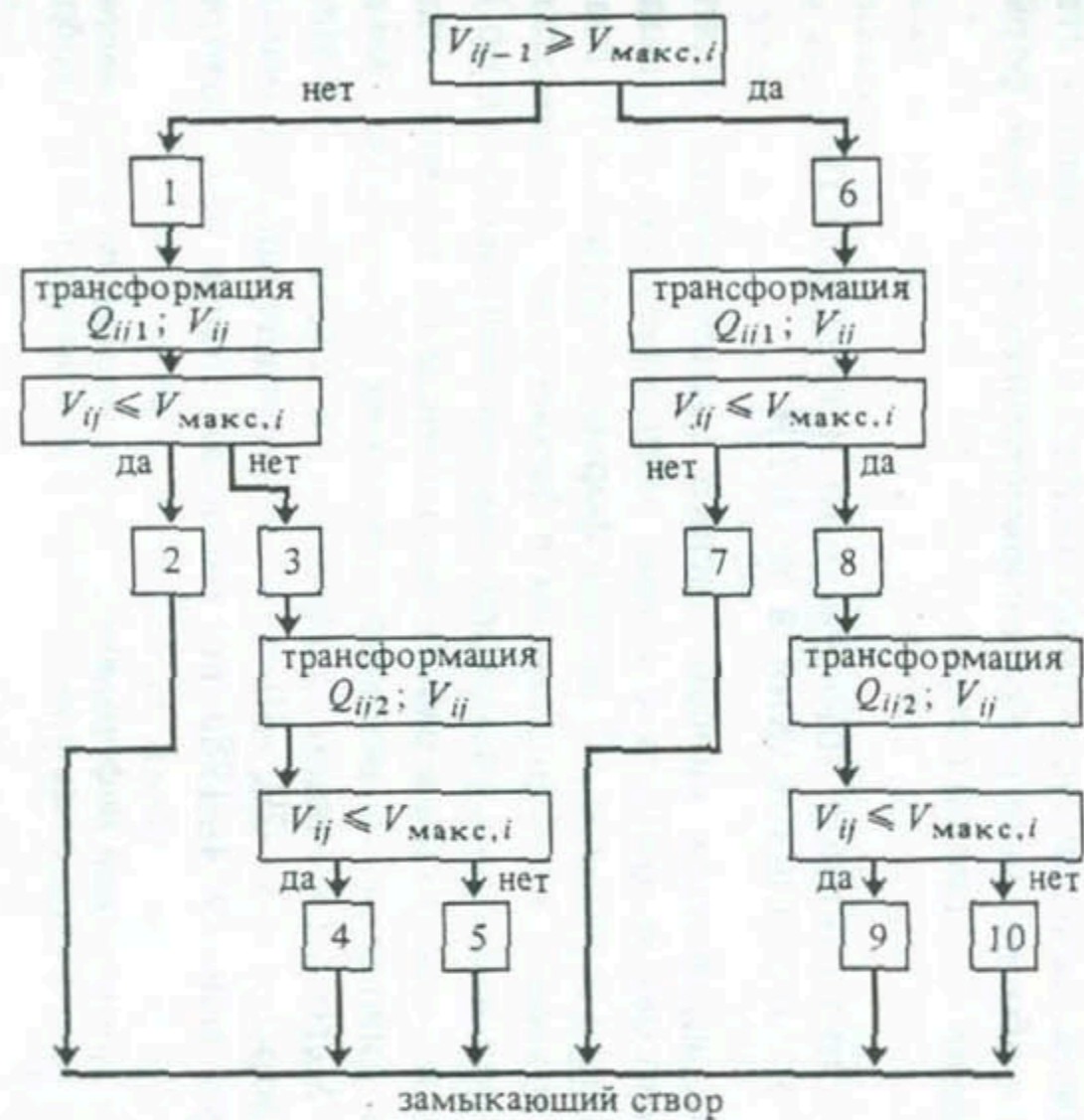


Рис. 13. Блок-схема делителя емкостей в схеме трансформации для j -суток и i -й высотной зоны

1 - $r_{nij} = r_{ij}$; 2 - $r_{nij} = r_{ij}$, $V_{ij} \leq V_{\max i}$, $Q_{ij} = Q_{ij1}$; 3 - $r_{nij} = k_4 r_{ij}$; 4 - $r_{nij} = k_4 r_{ij}$, $V_{ij} \leq V_{\max i}$, $Q_{ij} = Q_{ij2}$; 5 - $r_{nij} = k_4 r_{ij}$, $V_{ij} = V_{\max i}$, $Q_{ij} = Q_{ij2}$, потери P ; 6 - $r_{nij} = k_4 r_{ij}$; 7 - $r_{nij} = k_4 r_{ij}$, $V_{ij} = V_{\max i}$; $Q_{ij} = Q_{ij1}$, потери P ; 8 - $r_{nij} = k_4 r_{ij}$; 9 - $r_{nij} = r_{ij}$, $V_{ij} \leq V_{\max i}$, $Q_{ij} = Q_{ij2}$; 10 - $r_{nij} = k_4 r_{ij}$, $V_{ij} = V_{\max i}$, $Q_{ij} = Q_{ij1}$, потери P . Индексы 1 или 2 при Q_{ij} представляют результат первой или второй итераций

Рис. 14. Блок-схема итерационного делителя емкостей в схеме трансформации

1 - $r_{nij} = r_{ij}$, $V_{ij} = V_{\max i}$; 2 - $r_{ijn} = r_{ijn-1} + V_{\max i} - V_{ij}$; 3 - $V_{ij-1} < V_{\max i}$; 4 - $r_{ij} = Q_{\text{факт.1}} + V_{\max i} - V_{ij-1}$; 5 - $r_{ij} = Q_{ij-11} + V_{\max i} - V_{ij}$; 6 - $r_{ijn} = \min(r_{ijn-1}, Q_{\text{факт.1}}) + V_{\max i} - V_{ij-1}$; 7 - $r_{ijn} = \min(r_{ijn-1}, Q_{ij-1})$
 j - порядковый номер суток, i - номер высотной зоны, n - номер итерации

задавались величиной невязки Δ в $0,25 \cdot 86400 \text{ м}^3$, что соответствует погрешности определения расходов в $0,25 \text{ м}^3/\text{с}$). трансформацию можно считать выполненной. Если $|V_{ij} - V_{\text{макс},i}|$ превосходит заданное значение невязки Δ , но $V_{ij} < V_{\text{макс},i}$, то итерационный процесс также должен быть прерван. Если же $|V_{ij} - V_{\text{макс},i}|$ превышает задаваемое значение погрешности Δ и $V_{ij} > V_{\text{макс},i}$, то надо проводить следующую итерацию. При этом значения поступлений воды в нижнюю емкость i -й зоны r_{nij} определяются по-разному для первого и последующих шагов итерации, а также для первых расчетных суток и для всех остальных. Значения r_{nij} для всех возможных вариантов представлены на блок-схеме данного делителя поступлений (см. рис. 13, в п. 2,4–7). В случае, реализующемся чаще других (п. 2), когда на n -м шаге V_{ij} не равно с заданной точностью $V_{\text{макс},i}$ к значениям r_{nijn-1} прибавляется $V_{\text{макс},i} - V_{ij}$ при $V_{\text{макс},i} > V_{ij}$ и от них отнимается $V_{ij} - V_{\text{макс},i}$ при $V_{ij} > V_{\text{макс},i}$, после чего по получившимся значениям r_{nijn} вновь определяются расходы Q_{ij} , а затем и V_{ij} . Трансформация прекращается при выполнении условия $|V_{ij} - V_{\text{макс},i}| < \Delta$.

Трансформация как нижней, так и верхней емкостью проводилась по формуле (3.11). Значения коэффициентов C_0 и D_0 для каждой из емкостей подбирались при численных реализациях модели по максимальному совпадению расчетного гидрографа с фактическим.

Величины $V_{\text{макс}}$ для каждого из бассейнов оценивались по суммарному объему стока для ветви спада гидрографа как средние по всем расчетным годам. Корректировка значений $V_{\text{макс}}$ производилась при численных расчетах гидрографов.

Значение коэффициента k_4 в межъемкостном делителе поступлений было найдено с помощью уравнения водного баланса для нижней емкости по максимальным величинам поступлений воды на поверхность каждой высотной зоны и значениям $V_{\text{макс},i}$.

Результаты численных расчетов гидрографов стока в замыкающих створах обоих бассейнов и обоснование выбора параметров схемы трансформации приведены в разделе 3.5 данной главы.

3.3. АНАЛИЗ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В МОДЕЛИ

В данном разделе излагается способ оценки заснеженности горных водосборов по спутниковым данным с целью идентификации различных характеристик описанной в разделе 3.2 модели формирования талого стока в горах (уточнения значений коэффициентов в физических зависимостях, определения параметров высотных распределений метеозлементов и пр.)¹.

В качестве исходного материала в работе использовались телевизионные снимки в видимом диапазоне с метеорологических спутников Земли системы "Метеор": "Метеор-13, -16, -17, -18, -19, -20, -21, -22, -23", "Метеор-2" (1)-(6), "Метеор-25, -28, -29, -30, -31". Из общего числа снимков (1473 шт.) за январь–май 1974–1983 гг. были отобраны 159, которые

¹ Обработка и анализ спутниковой информации, а также оценки по этой информации степени покрытости водосборов снегом выполнены в Институте водных проблем АН СССР Л.К. Поплавской.

отвечали ряду требований: отсутствия сплошного или значительного облачного покрова, хорошей фотообработки пленки, наименьших перспективных искажений. Все отобранные снимки были тщательно проанализированы с целью выявления на них облачности и фотофизиономичных черт исследуемого района, создающих характерный рисунок изображения подстилающей поверхности, а также установления возможности оценки площадей заснеженности. Для детального анализа были привлечены специализированные карты и снимки разных масштабов.

При изучении динамики состояния снежного покрова прослеживались изменения структуры, текстуры и фототона изображений в период снегонакопления и снеготаяния. Все отобранные ТВ снимки за 1974–1983 гг. были проанализированы с использованием признаков различия снежного покрова и облаков [55], а затем увеличены и трансформированы. Снимки с метеорологических спутников типа "Метеор-13", "Метеор-2(1)", "Метеор-28" (малого разрешения) были увеличены до масштаба 1:2 500 000, а снимки со спутников типа "Метеор-28" (среднего разрешения) – до масштаба 1:1 000 000. Трансформация снимков проводилась оптико-механическим методом по картам прямой равноугольной конической проекции, позволяющей производить измерения площадей. Использование характерных черт изображений подстилающей поверхности бассейнов рек Гавасай и Кассансай, таких, как русла рек, направления хребтов, тени от гор и т.д., позволило нанести на снимки границы исследуемых водосборов. Точная привязка производилась по снимкам большего разрешения ("Салют-4,6", "Landsat").

Линия водораздела достаточно уверенно проводится при наличии неглубокого снежного покрова, подчеркивающего все характерные черты рельефа. По мере схода снега и увлажнения подстилающей поверхности тон изображения темнеет и проводить линии водоразделов становится все труднее. В этих случаях они проводятся по координатной сетке. Таким образом, наиболее точно определяются значения площадей при заснеженности, близкой к максимальной. На снимках масштаба 1:2 500 000 для бассейнов Гавасая и Кассансая были определены площади черного и белого тонов. На снимках масштаба 1:1 000 000 оказалось возможным определить площади черного, серого и белого тонов. Покрытость всего бассейна или высотной зоны снегом (в %) определялась по соотношению площадей белого, серого и черного тонов как весовое среднее, причем принималось, что белый тон соответствует 100%-ной покрытости, серый – 50%-ной и черный – нулевой. Покрытость снегом для бассейна р. Гавасай для 1978 г. была детализирована для пяти высотных зон: ниже 1200 м, 1200–1800, 1800–2400, 2400–3000 и выше 3000 м. Высота снеговой границы определялась по гипсографической кривой бассейна при учете доли покрытости водосбора снегом по методике, разработанной в САНИИ [24]. Как уже упоминалось (раздел 1.3.1), граница снежного покрова – это практически не линия, а протяженная до нескольких сот метров по высоте зона пятнистого залегания снега. Нижняя граница этой зоны – граница тыла снеготаяния – выделяется на спутниковых изображениях как граница черного фототона. Выделение верхней границы – границы фронта снеготаяния – сводится к отделению белого фототона от серого с пятнистой, зернистой или дендритовой текстурой переходной зоны (вообще говоря, изменяю-

Таблица 3

Результаты оценки по данным ИСЗ размеров бесснежных площадей
и высотного положения границы снежного покрова для 1976 г.

Дата съемки	Название ИСЗ	Время съема информации	р. Гавасай	
			$z_{\text{сег}}, \text{м}$	$S_{\text{отн.ч}}, \%$
1	2	3	4	5
21.01	М-2 (1)	14 ч 12 мин	2150	39,5
			2170	39,0
			1980	32,1
			2160	40,0
24.01	М-2 (1)	13 ч 53 мин	2100	37,0
			1960	32,0
			1880	28,0
			2025	34,0
			2160	39,5
			1980	32,0
20.02	М-2 (1)	9 ч 45 мин	2360	49,0
22.02	М-2 (1)	9 ч 32 мин	1930	30,5
23.02	М-2 (1)	9 ч 26 мин	1920	30,0
			2190	41,0
26.02	М-2 (1)	9 ч 10 мин	2210	42,0
28.02	М-2 (1)	8 ч 59 мин	2020	34,0
			2260	44,0
01.03	М-2 (1)	8 ч 57 мин	2280	45,0
02.03	М-2 (1)	8 ч 43 мин	2030	34,5
			2470	55,0
			2190	44,0
			2250	41,0
05.03	М-2 (1)	8 ч 34 мин	2030	34,5
06.03	М-2 (1)	8 ч 22 мин	2130	38,0
			2190	41,0
08.03	М-2 (1)	8 ч 11 мин	2130	38,0
			2170	40,0
			2170	40,0
11.03	М-2 (1)	8 ч 00 мин	2000	33,0
			2130	38,0
			2260	44,0
12.03	М-2 (1)	7 ч 50 мин	2520	57,6
			2300	46,0
			2220	49,0
			2360	42,5
			2530	58,0
			2590	61,5
17.03	М-2 (1)	—	2460	54,6
			2560	60,0
			2020	34,0
			2230	43,0
01.04	М-23	5 ч 46 мин	2200	41,5
05.04	М-22	9 ч 28 мин		

р. Гавасай		р. Кассансай			
$z_{\text{сег}}, \text{м}$	$S_{\text{отн.ч}}, \%$	$z_{\text{сег}}, \text{м}$	$S_{\text{отн.ч}}, \%$	$z_{\text{сег}}, \text{м}$	$S_{\text{отн.ч}}, \%$
6	7	8	9	10	11
2160	39,5	—	—	—	—
2025	34,0	1870	29,0	1873	30,0
		1850	28,0		
		1900	31,5		
2360	49,0	1730	20,0	1730	20,0
1930	30,5	1750	21,6	1750	21,6
1920	30,0	—	—	—	—
2210	42,0	—	—	—	—
2020	34,0	1830	26,6	1820	26,0
		1820	25,8		
		1810	25,0		
2280	45,0	1920	31,9	1920	32,0
2250	44,0	1970	35,0	1970	35,0
2030	34,5	—	—	—	—
2130	38,0	1950	23,8	1950	34,0
2130	38,0	2030	38,0	2030	38,0
2170	40,0	2200	47,1	2200	47,0
2360	49,0	2270	51,0	2265	51,0
		2260	50,5		
2560	60,0	2230	48,5	2270	51,0
		2310	53,1		
2020	34,0	—	—	—	—
2230	42,5	—	—	—	—

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5
07.04	M-22	9 ч 06 мин	2190 2400 2500 2363	51,0 56,0 49,5 41,0
21.04	M-2 (1)	15 ч 51 мин	2740 2610 2450 2600	70,0 63,0 54,0 62,0
22.04	M-2 (1)	15 ч 47 мин	2800 2500 2740 2870	73,0 56,0 70,0 77,5
25.04			2680 2690 2680 2470	66,5 67,0 66,5 55,0
26.04	M-2 (1)	15 ч 26 мин	2610 2720 2620 2380 2750 2570	62,5 69,0 63,0 50,0 70,0 61,0

Примечание. Оценки $z_{сст}$ и $S_{отн.ч.}$ представленные в данной таблице, получены по результатам съемок в видимом диапазоне ($\lambda = 0,4-0,7$ мкм).

щейся во времени) [24]. Таким образом, на снимках масштаба 1:2 500 000 граница снежного покрова проводилась по линии раздела черного и белого тонов, а на снимках масштаба 1:1 000 000 — по средней линии серого тона. Область пятнистого залегания снега, отображенная на снимках серым тоном, считалась зоной 50%-ной заснеженности. Такой же способ оценки площади заснеженности реализован в работе И.С. Гарелика и др. [28]. Сопоставляя одновременно сделанные снимки двух различных масштабов, авторы этой работы установили соответствие разных градаций фототона разной степени заснеженности. Видные на фотографии большого масштаба темные пятна в водораздельной зоне на более мелком снимке исчезают, а отдельные островки снега сливаются с темным фоном на склонах и в долинах рек. Это позволило авторам сделать вывод, что видимая на снимке граница показывает как раз 50%-ную покрытость снегом, причем зона ее определения сужается на местности при увеличении масштаба. Следует сказать, что площадь серого тона может достигать 20–25% от общей площади водосбора. Она зависит от конкретных синоптических условий, влияющих на состояние снежного покрова. Например, на снимке 5.IV.1976 г. площадь серого тона составляла 11%. В этот день прошел фронт с осадками 18 мм, после чего температура повысилась до 8°C и началось интенсивное таяние снежного покрова. В результате площадь серого тона на снимке 7.IV. 1976 г. увеличилась до 20%.

6	7	8	9	10	11
2363	49,5	2450 2240	61,0 49,0	2345	55,0
2600	62,0	2350 2320 2450	55,0 53,5 60,7	2373	57,0
2680	66,0	2500 2490 2450 2490	63,4 63,0 60,3 63,0	2482	62,5
2613	62,5	2490 2400 2390 2650	63,0 57,0 70,5 58,0	2482	62,5
2573	61,0	2540 2500 2510 2590	65,5 63,8 68,0 64,5	2535	65,5

Надо отметить, что увеличение исходной спутниковой информации до масштаба 1:1 000 000 создает дополнительные трудности в определении площади заснеженности, которые связаны с отчетливо дешифрируемыми в этом масштабе тенями от гор, неразличимыми в более мелких масштабах. Тени от гор дают темный тон изображения даже при 100%-ной заснеженности территории. При дешифрировании и анализе спутниковых снимков доля заснеженности считалась одинаковой, как для освещенных, так и для затененных склонов хребтов в любой высотной зоне. С другой стороны, поскольку съем спутниковой информации производился, как правило, в одни и те же часы, рисунок теней сохранялся и неоднократно использовался в качестве дешифровочного признака.

Точность определения площади заснеженности при использовании описанных методик составляет, по нашим оценкам, 6–10% в зависимости от разрешающей способности аппаратуры различных ИСЗ и правильности выполнения трансформации снимков. Лучшая информация для рассматриваемой задачи — это снимки, полученные со спутников "Метеор-28, -29, -30, -31" аппаратурой среднего разрешения. Точность трансформации снимков на картографическую проекцию, составляющая для масштаба 1:1 000 000 1 мм на снимке, позволяет обеспечить хорошую привязку снимка к местности, а следовательно, обеспечить достаточную точность проведения границ водосборов и определения площади заснеженности.

Таблица 4

Результаты оценки по данным ИСЗ размеров бесснежных площадей и высотного положения границы снежного покрова для 1979 г.

Дата съемки	Название ИСЗ	Время съема информации	Спектральный диапазон, мкм	р. Гавасай
				$z_{\text{сег}}, \text{ м}$
01.01	M-2 (3)	7 ч 21 мин	0,4–0,7	1760
04.01	M-2 (2)	12 ч 41 мин	0,4–0,7	2090
07.02	M-29	8 ч 25 мин	0,5–0,6	1880
14.02	M-2 (2)	6 ч 47 мин	0,4–0,7	1970
15.02	M-2 (2)	6 ч 49 мин	0,4–0,7	1910
				2160
16.02	M-29	8 ч 20 мин	0,6–0,7	2000
				2030
13.03	M-2 (3)	9 ч 59 мин	0,4–0,7	2150
				2220
15.03	M-2 (3)	9 ч 42 мин	0,4–0,7	2230
21.03	M-2 (3)	9 ч 14 мин	0,4–0,7	2420
				2300
				2470
24.03	M-2 (3)	8 ч 58 мин	0,4–0,7	2420
				2320
				2430
01.04	M-2 (3)	6 ч 33 мин	0,4–0,7	2620
				2440
08.04	M-2 (3)	5 ч 50 мин	0,4–0,7	2720
				2550
11.04	M-2 (4)	13 ч 15 мин	0,4–0,7	2690
				2620
20.04	M-2 (4)	12 ч 10 мин	0,4–0,7	2550
				2780
26.05	M-2 (3)	12 ч 53 мин	0,4–0,7	3110
				3100
28.05	M-2 (3)	12 ч 40 мин	0,4–0,7	3010
				3020
29.05	M-2 (3)	12 ч 37 мин	0,4–0,7	3170

Как отмечалось ранее (см. раздел 1.3.1), площадь заснеженной части водосбора многими исследователями оценена примерно с такой же точностью. Отметим здесь результаты, полученные при анализе изображений с ИСЗ той же системы "Метеор". Ошибка визуального определения площади заснеженности составила 10% [24], а при подсчете площади электронным планиметром — 5–6% [98].

В табл. 3–5 для бассейнов рек Гавасай и Кассансай для 1976, 1979 и 1983 гг. приведены определенные с помощью описанных методик значения доли площади водосборов, освободившейся от снега (площади черного тона) $S_{\text{отн.ч.}}$, и высот сезонной снеговой границы $z_{\text{сег}}$. Такие же

р. Гавасай				р. Кассансай		
$S_{\text{отн.ч.}}, \%$	$z_{\text{сег}}, \text{ м}$	$S_{\text{отн.ч.}}, \%$	$z_{\text{сег}}, \text{ м}$	$S_{\text{отн.ч.}}, \%$	$z_{\text{сег}}, \text{ м}$	$S_{\text{отн.ч.}}, \%$
23,5	1760	23,5	1710	18,2	1645	14,5
			1580	12,0		
36,5	2090	36,5	1670	15,7	1670	16,0
28,0	1880	28,0	1600	13,0	1560	11,5
			1520	10,0		
32,0	1970	32,0	1730	19,2	1730	20,0
29,5	2035	35,0	1730	19,2	1730	20,0
39,5						
33,0	2015	33,5	1750	21,0	1750	21,0
34,5						
39,5	2185	41,0	1980	35,7	1980	36,0
42,5						
43,0	2230	43,0	2080	41,1	2080	41,0
52,0	2397	51,0	2240	49,2	2240	49,5
46,0						
55,0						
52,0	2390	50,5	2300	52,1	2300	52,0
47,0						
52,5						
63,0	2530	58,0	2530	65,6	2540	66,0
53,0						
68,0	2635	64,0	2280	51,1	2265	51,0
59,0			2250	49,6		
66,5	2655	65,5	2870	79,8	2870	80,0
63,5						
59,0	2665	65,5	2600	68,4	2600	69,0
71,5						
91,5	3105	91,0	2880	80,4	2880	80,5
91,0						
86,0	3015	86,5	2910	82,1	2910	82,0
86,0						
94,0	3170	94	3120	91,4	3120	90,5

значения для 1978 и 1979 гг. для бассейна Гавасая и для 1979 г. для бассейна Кассансай нанесены для сравнения на графике временного хода аналогичных величин (рис. 15–17), рассчитанного по модели формирования снежного покрова. Подобные таблицы и графики были получены для всех рассматриваемых лет. В результате обработки спутниковой информации были также выявлены распределения заснеженности для бассейна р. Гавасай по пяти высотным зонам на разные даты 1978 г. По этим распределениям было рассчитано положение снеговой границы. Все названные результаты представлены в табл. 6. Временной ход значений высот снеговой линии для 1978 г. для бассейнов рек Гавасай и Кассансай, оп-

Таблица 5

Результаты оценки по данным ИСЗ размеров бесснежных площадей и границы снежного покрова для 1983 г.

Дата съемки	Время съема информации	Спектральный диапазон, мкм	р. Гавасай		р. Кассансай	
			$z_{сег}, м$	$S_{отн.ч}, \%$	$z_{сег}, м$	$S_{отн.ч}, \%$
08.11	6 ч 08 мин	0,5–0,6	1870	28,0	2050	40,5
09.01	6 ч 15 мин	0,5–0,6	2110	37,5	1950	34,0
10.01	6 ч 21 мин	0,5–0,6	2150	39,0	2200	47,0
05.02	6 ч 00 мин	0,5–0,6	2130	38,0	2170	46,0
06.02	6 ч 07 мин	0,5–0,6	2420	52,0	2430	60,0
07.02	6 ч 13 мин	0,5–0,6	2230	43,0	2240	49,0
08.02	6 ч 20 мин	0,5–0,6	2370	49,0	2370	56,5
20.02	6 ч 14 мин	0,5–0,6	2210	42,5	2100	42,0
22.02	6 ч 01 мин	0,5–0,6	2450	53,5	2380	57,0
05.03	5 ч 50 мин	0,8–1,1	2310	46,5	2180	46,0
10.03	6 ч 21 мин	0,5–0,6	2470	55,0	2290	51,5
22.03	5 ч 59 мин	0,5–0,6	2420	52,0	2290	51,5
23.03		0,5–0,6	—	—	2380	56,8
24.03	6 ч 12 мин	0,5–0,6	2380	50,0	—	—
28.03	6 ч 37 мин	0,8–1,1	2200	41,5	2310	52,5
23.04	6 ч 05 мин	0,5–0,6	2370	49,0	2480	62,5
26.04	6 ч 05 мин	0,5–0,6	—	—	2500	63,5
24.05	6 ч 00 мин	0,5–0,6	3040	88,5	2900	82,0

Примечание. Данные этой таблицы получены по результатам съемки с ИСЗ "Метеор-30".

ределенный как по модели, так и по спутниковым данным, изображен на рис. 18. На рис. 19 и 20 представлены связи фактических значений объемов стока с водосборов рек Гавасай и Кассансай с высотой сезонной снеговой границы в бассейнах.

Для оценки точности определения высоты сезонной снеговой линии результаты обработки спутниковой информации были сопоставлены с данными, полученными по аэродистанционным рейкам и по аэровизуальным вертолетным наблюдениям за снежным покровом в обоих бассейнах. Результаты сравнения помещены в табл. 7. Из всех проанализированных спутниковых изображений выбирались те, дата получения которых совпадала или была близка к дате проведения авиаразведки. При различии этих дат к анализу привлекались данные наблюдений за осадками и температурой воздуха с целью обнаружения возможных снегопадов или интенсивного снеготаяния, способных вызвать изменения заснеженности в интервале между рассматриваемыми датами. Графики связи значений высоты снеговой границы, полученные при дешифрировании спутниковых снимков, с данными аэровизуальных наблюдений и аэродистанционных реек приведены на рис. 20. Абсолютные значения отклонений высот снеговой линии, определенных по наблюдениям со спутников, от данных авиаразведки лежат в пределах 250 м. Коэффициент корреляции тех и других результатов получился равным $0,88 \pm 0,05$ для бассейна Гавасая и $0,78 \pm 0,08$ для

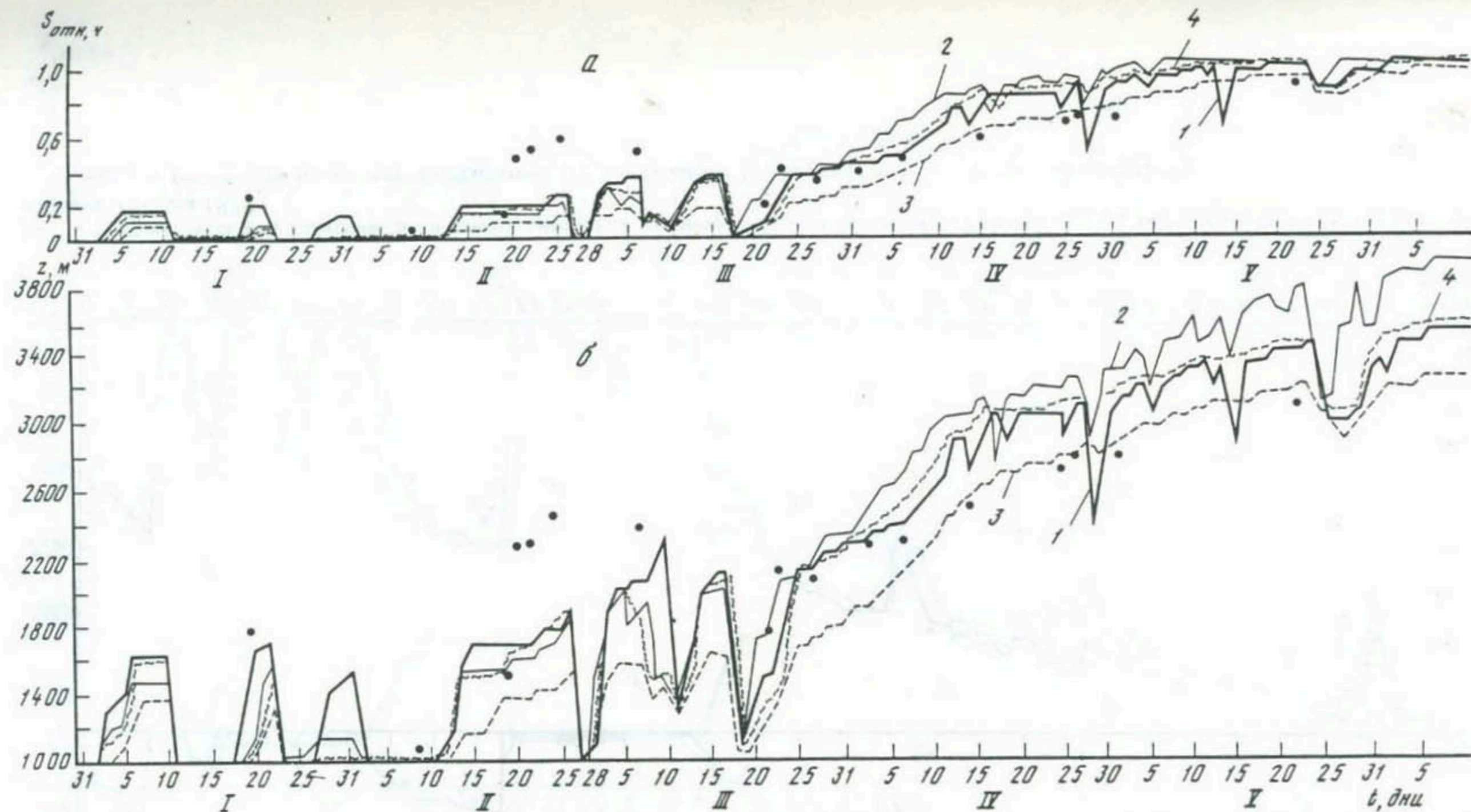


Рис. 15. Временной ход значений доли освободившейся от снега площади бассейна р. Гавасай $S_{отн.ч}$ (а) и высотного положения снеговой линии z (б) для 1978 г.

$S_{отн.ч}$ и z рассчитаны по модели по 6-часовым данным при $k_1 = 5$ мм/(град·сут), $\alpha_D = 0,3$ (1) и по суточным данным при $k'_1 = 1,8$ мм/(град·сут), $m = 0,088$, $\alpha_D = 0,3$ (2), при $k'_1 = 1,8$ мм/(град·сут), $m = 0,011$, $\alpha_D = 0,3$ (3) и при $k_1 = 5$ мм/(град·сут), $\alpha_D = 0,3$ (4). Точками отмечены значения $S_{отн.ч}$ и z , полученные по данным ИСЗ (см. рис. 16, 17)

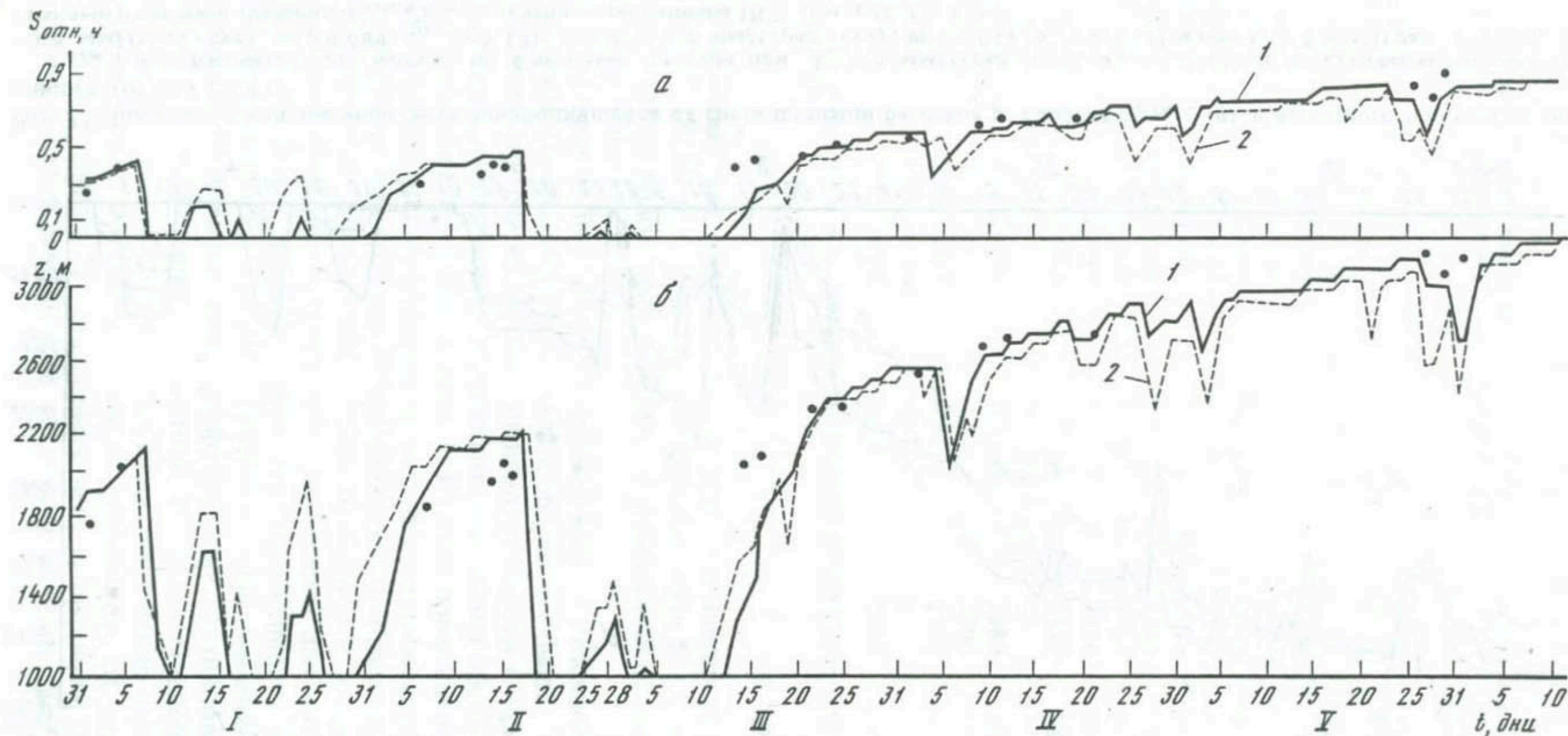


Рис. 16. Временной ход значений доли освободившейся от снега площади бассейна р. Гавасай $S_{\text{отн.ч}}$ (а) и высотного положения снеговой линии z (б) для 1979 г.

$S_{\text{отн.ч}}$ и z рассчитаны по модели по суточным (1) и 6-часовым (2) данным при $k_1 = 5 \text{ мм/(град} \cdot \text{сут)}$, $\alpha_{\text{д}} = 0,3$

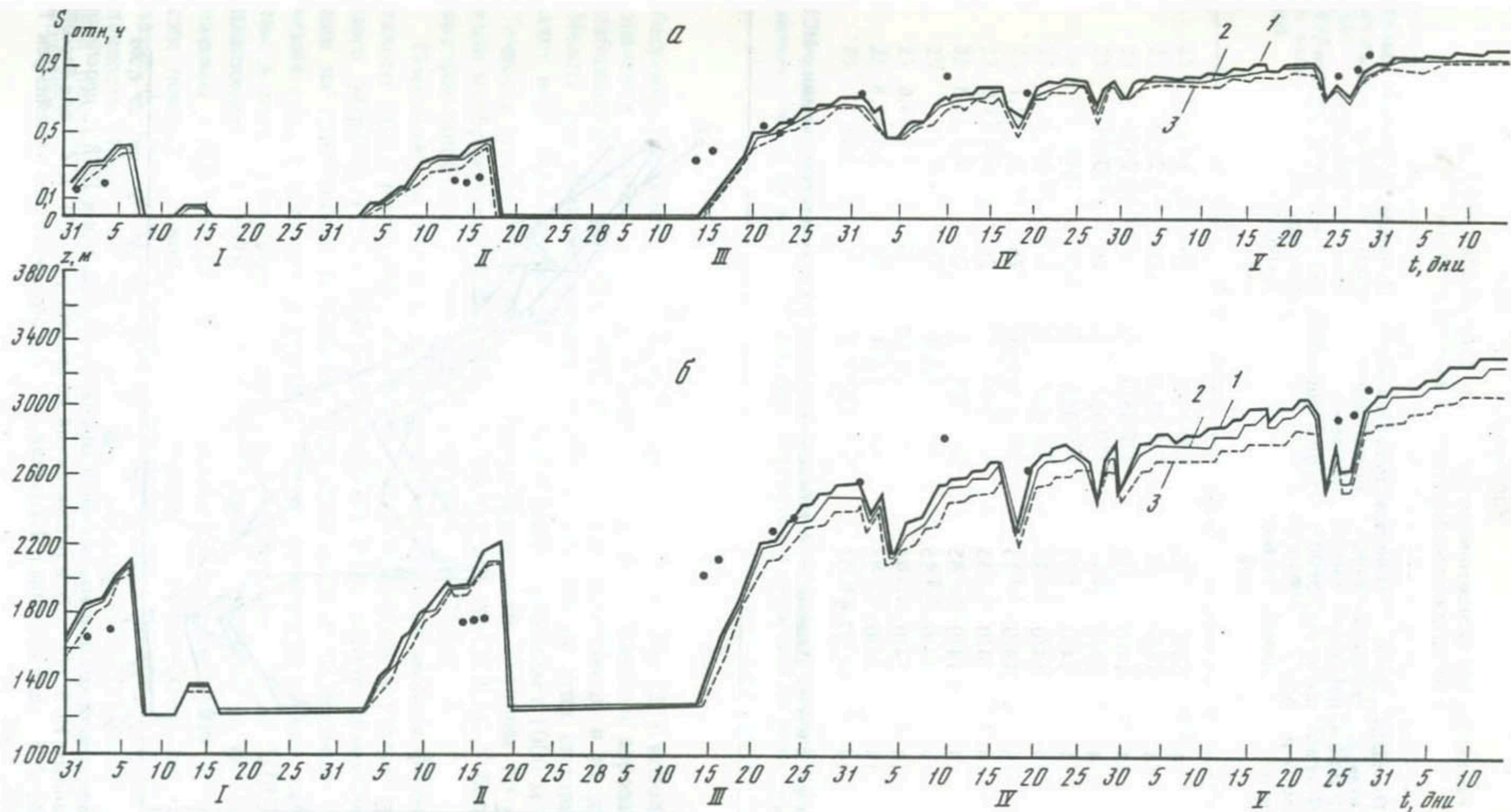


Рис. 17. Временной ход значений доли освободившейся от снега площади бассейна р. Кассансай $S_{отн, ч}$ (а) и высотного положения снеговой линии z (б) для 1979 г.

$S_{отн, ч}$ и z рассчитаны по модели при $k_1 = 6$ мм/(град · сут), $\alpha_D = 0,3$ (1); при $k_1 = 5$ мм/(град · сут), $\alpha_D = 0,3$ (2); при $k_1 = 4$ мм/(град · сут), $\alpha_D = 0,3$ (3)

Таблица 6

Распределение заснеженности бассейна р. Гавасай для 1978 г. в %
от площади водосбора по пяти высотным зонам

Дата съемки	Площадь зоны > >3000 м, % от во- досбор- ной	Доля заснежен- ной пло- щади для зоны >3000 м*, %	Площадь зоны 2400— 3000 м, % от во- досбор- ной	Доля заснежен- ной площади для зоны 2400—3000 м*, %	Площадь зоны 1800— 2400 м, % от во- досбор- ной	Доля заснежен- ной площади для зоны 1800—2400 м*, %
20.01	14	14/0	35	35/0	26	14,5/11,5
09.02	14	14/0	35	35/0	26	26/0
19.02	14	14/0	35	35/0	26	24/2
20.02	14	14/0	35	35/0	26	3/23
06.03	14	14/0	35	35/0	26	15/11
22.03	14	14/0	35	35/0	26	15/11
01.04	14	14/0	35	26,2/8,8	26	3,9/22,1
06.04	14	14/0	35	35/0	26	9,4/16,6
15.04	14	14/0	35	29/6	26	4,2/21,8
25.04	14	14/0	35	33,2/1,8	26	2/24
26.04	14	14/0	35	17,8/17,2	26	1,4/24,6
01.05	14	14/0	35	33,1/1,9	26	2,2/23,8
22.05	14	6,2/7,8	35	3,6/31,4	26	0/26

П р и м е ч а н и е. Данные этой таблицы получены по результатам съемки с ИСЗ "Метеор-28".

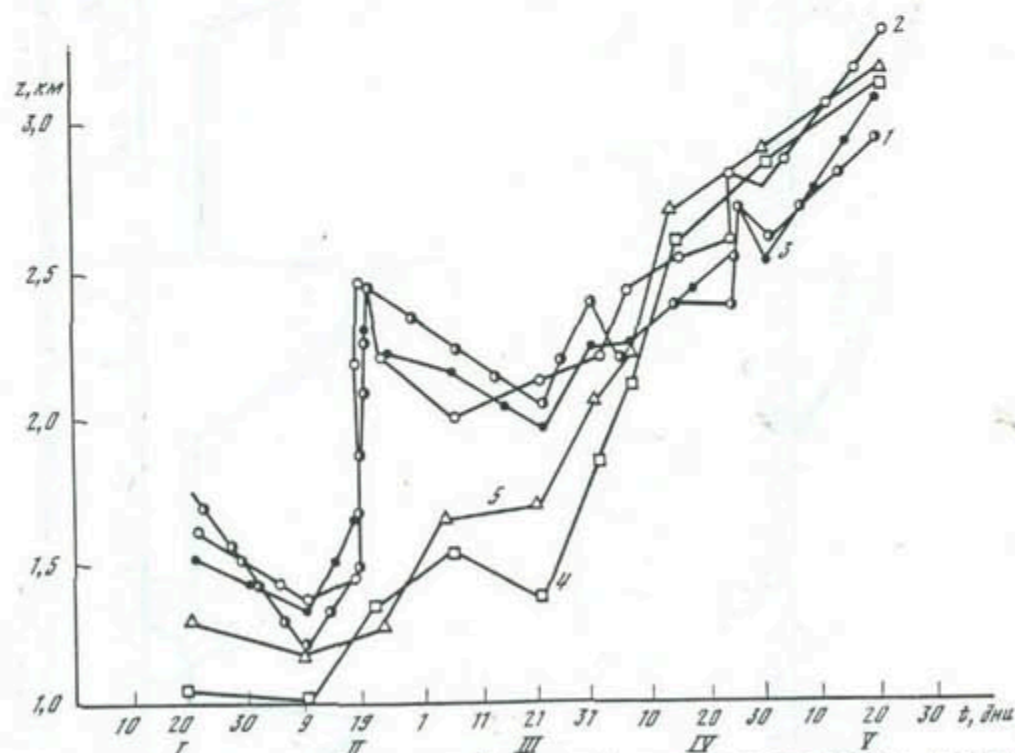


Рис. 18. Временной ход высоты сезонной снеговой границы z для 1978 г., прослеженный по данным ИСЗ (1)–(3) и рассчитанный по модели (4)–(5). 1, 4 – для бассейна р. Гавасай; 2, 5 – для бассейна р. Кассансай; 3 – для объединенного бассейна рек Гавасай и Кассансай

Площадь зоны 1200— 1800 м, % от водосбор- ной	Доля засне- женной площади для зоны 1200— 1800 м*, %	Площадь зоны <1200 м, % от во- досбор- ной	Доля засне- женной площади, для зоны <1200 м, %	Доля засне- женной площади, % от водо- сборной	Доля пло- щади, осво- бодившейся от снега, %	Высотное положение снеговой границы, м абс
23	10,2/12,8	2	0/2	73,7	26,3	1830
23	23/0	2	2/0	100	0	1200
23	19,2/3,8	2	0/2	92,2	7,8	1340
23	0/23	2	0/2	52,	48	2340
23	0/23	2	0/2	64	36	2080
23	1,7/21,3	2	0/2	65,7	34,3	2030
23	0/23	2	0/2	44,1	55,9	2490
23	0/23	2	0/2	58,4	41,6	2210
23	0/23	2	0/2	47,2	52,8	2440
23	0/23	2	0/2	49,2	50,8	2400
23	0/23	2	0/2	33,2	66,8	2700
23	0/23	2	0/2	49,3	50,7	2400
23	0/23	2	0/2	9,8	90,2	3080

*В числителе — значения доли покрытой снегом площади высотной зоны, а в знаменателе — значения доли освободившейся от снега площади этой же зоны.

бассейна Кассансай. При построении связей (см. рис. 20) использовались значения высоты снеговой границы, средние по данным аэровизуальных наблюдений на склонах северной и южной экспозиций и на дне долин. Между тем разница значений искомой высоты на этих склонах составляет несколько сот метров, а в ряде случаев превышает 1000 м (табл. 7). Точность нахождения высоты сезонной снеговой границы по спутниковым изображениям обсуждалась ранее (см. раздел 1.3.1). У большинства авторов ошибка ее определения составляет 150–250 м.

Поскольку в одном из вариантов предложенной модели формирования талого стока интенсивность таяния рассматривалась с учетом радиационного эффекта (2.17), проводился расчет поступлений суммарной радиации на поверхность водосбора. При этом расчете по формуле (3.3) значения общей облачности брались как по данным наземных наблюдений, так и по спутниковой информации. По снимкам с ИСЗ "TIROS" в ИК диапазоне для 1978, 1979 гг. была оценена покрытость (в баллах) облачным покровом бассейна р. Гавасай. Удалось выделить четыре градации покрытости водосбора облачностью: ясно (0–20%), небольшая облачность (20–40%), значительная облачность (40–80%), 10-балльная облачность (100%), когда бассейн полностью закрыт облаками. При 10-балльной покрытости бассейна отмечалась фронтальная или внутримассовая облачность.

Таблица 7

Сравнение значений высот снеговой границы, полученных по аэродистанционным рейкам, аэровизуальным наблюдениям и по данным ИСЗ

Речной бассейн	По аэродистанционным рейкам			По аэровизуальным наблюдениям
	Дата наблюдений	Высота рейки над уровнем моря, м	Глубина снега, см	Дата наблюдений
1	2	3	4	5
Гавасай	22.04.1975	2650 2700 2700 2700	0 0 70 75	
Гавасай	25.04.1976	2650 2700 2700 2700	0 10 40 110	
Гавасай				15-19.01.1978
Гавасай				09.02.1978
Гавасай				19.02.1978
Кассансай				22.02.1978
Кассансай				23.03.1978
Гавасай				24.03.1978
Гавасай	25.04.1978	2650 2700 2700 2700	0 40 70 130	25.04.1978
Кассансай	25.04.1978	2690 2700 3000 3000	0 0 0 85	25.04.1978
Кассансай				20.03.1979
Кассансай	22.04.1979	2690 2700 2700 2780	20 50 170 50	22.04.1979
Гавасай	22.04.1979	2650 2700 2700	40 50 150	22.04.1979
Кассансай	22.01.1981	2690 2700 2780	25 15 25	22.01.1981
Кассансай	01.03.1981	2690 2700 2780	30 50 60	01.03.1981
Гавасай	23.01.1982	2650 2730 2700	20 30 50	23.01.1982

По аэровизуальным наблюдениям			По данным ИСЗ	
Высота снеговой границы, м			Дата съемки	Высота снеговой границы, м
6	7	8	9	10
			22.01.1975	2700
			25.04.1976	2610
			26.04.1976	2570
1500			20.01.1978	1790
1500			09.02.1978	1200
1700			19.02.1978	1520
2300	2400	2500*	20.02.1978	2260
			22.02.1978	2195
2500	2600	2700	22.03.1978	2100
2350			22.03.1978	2025
2500	2600	2650	25.04.1978	2380
			26.04.1978	2685
2600	2700	2750	25.04.1978	2605
			26.04.1978	2795
2400	2550	2600	21.03.1979	2240
2500	2650	2700	20.04.1979	2600
2450	2500	2600	20.04.1979	2665
2000	2200	2500	28.01.1981	2470
1800	1800	1800	06.03.1981	1800
1150	1350	2250	22.01.1982	2150

Таблица 7 (окончание)

1	2	3	4	5
Гавасай	20.03.1983	2650 2700 2700	70 80 100	20.03.1983
Кассансай	20.03.1983	2690 2700 2780	30 70 75	20.03.1983
Гавасай	23.04.1983	2650 2700 2700	10 40 95	23.04.1983
Кассансай	23.04.1983	2690 2700 2780	0 10 25	23.04.1983
Гавасай	22.05.1983	3000 и ниже 3200 3200	снега нет 45 45	22.05.1983
Кассансай	22.05.1983	3000 и ниже 3150	снега нет 20	22.05.1983

*Здесь и ниже — при наличии в данной колонке трех чисел первое характеризует высотное положение снеговой границы на склоне северной экспозиции, второе — на дне долины, третье — на склоне южной экспозиции.

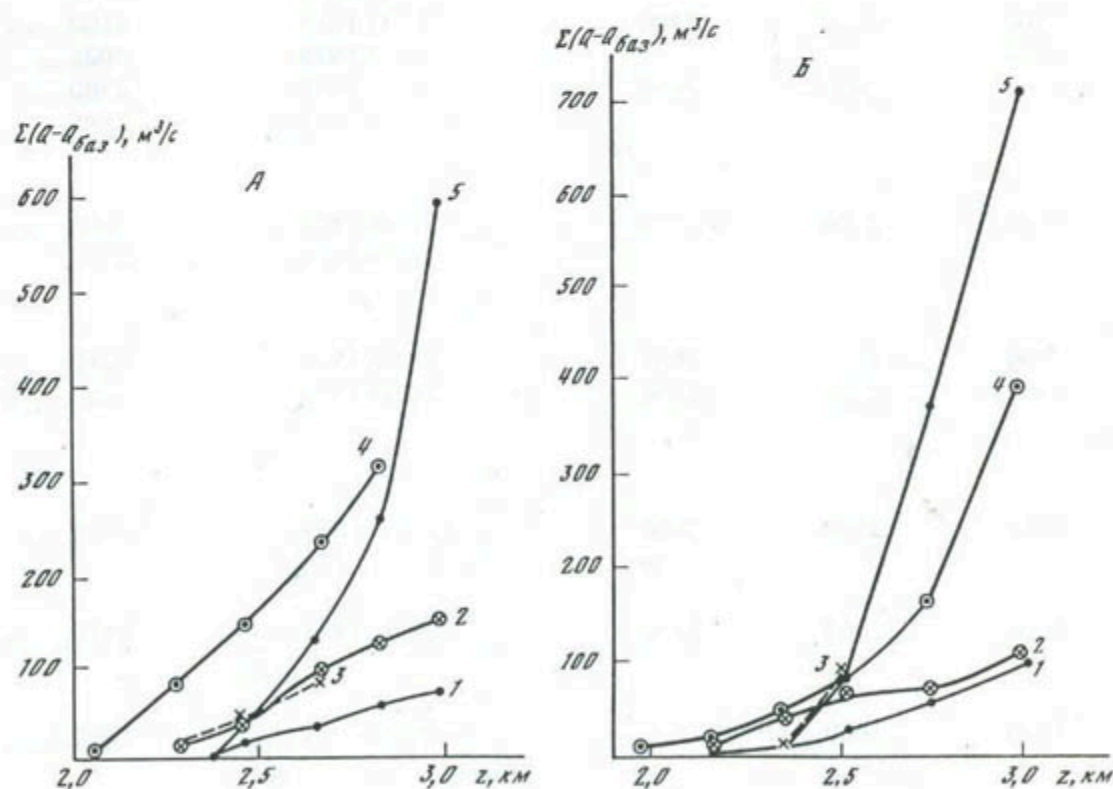


Рис. 19. Связи фактических значений объемов стока с высотой сезонной снеговой границы, определенной по данным ИСЗ для бассейнов: А — р. Гавасай, Б — р. Кассансай 1 — 1974; 2 — 1975; 3 — 1976; 4 — 1978; 5 — 1979

6	7	8	9	10
1800	1900	2600	22.03.1983	2420
1800	2100	3000	22.03.1983	2290
2600	2700	3100	23.04.1983	2370
2550	2700	3250	23.04.1983	2480
3150	3350	3350	24.05.1983	3040
			24.05.1983	2900

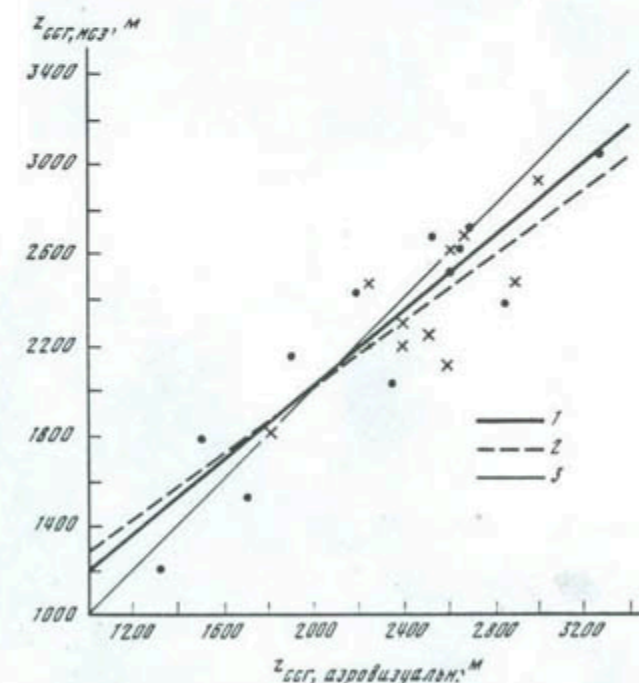


Рис. 20. Графики связи высоты сезонной снеговой границы, определенной по снимкам с ИСЗ и по данным аэровизуальных наблюдений, для бассейнов: 1 — р. Гавасай $z_{\text{ИСЗ}} (\text{м}) = 0,817 z_{\text{аэровиз}} (\text{м}) + 377, r = 0,876 \pm 0,045$; 2 — р. Кассансай $z_{\text{ИСЗ}} (\text{м}) = 0,727 z_{\text{аэровиз}} (\text{м}) + 548, r = 0,780 \pm 0,083$; 3 — биссектриса координатного угла. Точки соответствуют данным для бассейна р. Гавасай, крестики — р. Кассансай

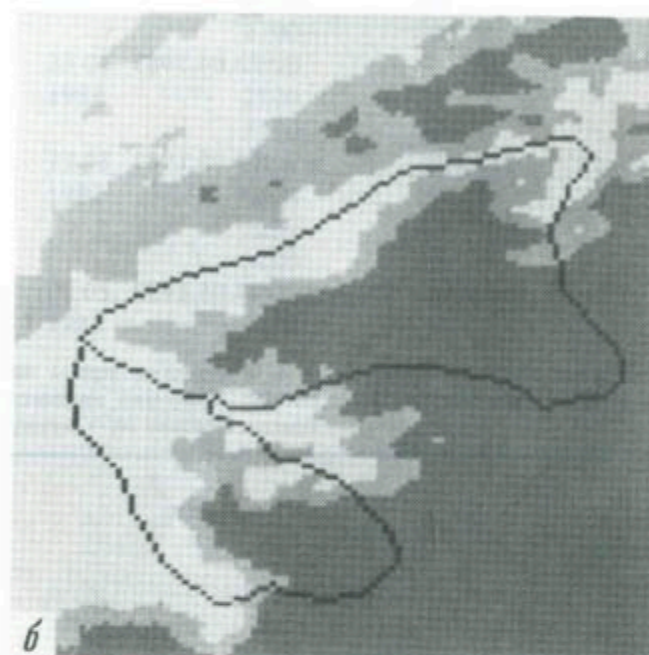
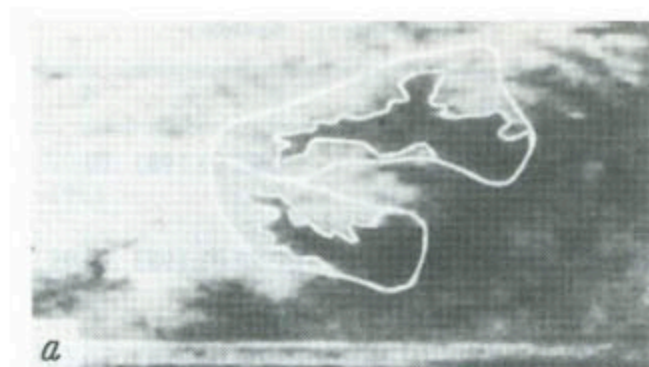
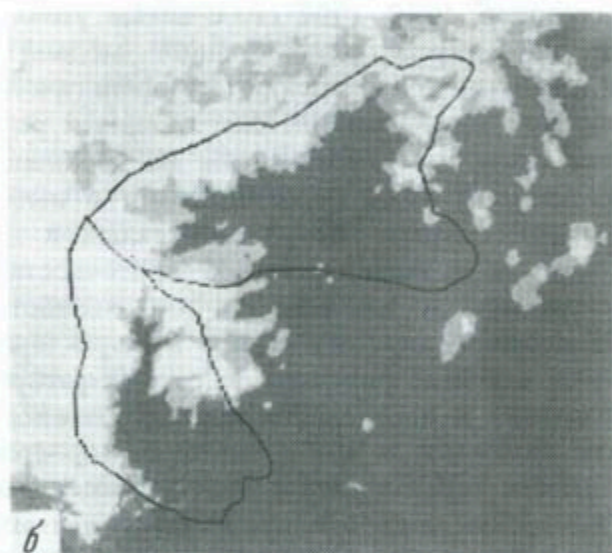


Рис. 21. Выделение заснеженных площадей в бассейнах рек Гавасай
 результатам съемки с ИСЗ "Метеор" 26 IV 1983 г. аппаратурой МСУ-
 дешифрировании (а) и обработке на видеокомплексе (б), исходно



a



б



в

Рис. 22. Выделение заснеженных площадей в бассейнах рек Гавасай и Кассансай по результатам съемки с ИСЗ "Метеор" 18. XI. 1983 г. аппаратурой МСУ-С при визуальном дешифрировании (*a*) и обработке на видеокомплексе (*б*), исходное изображение (*в*)

В настоящее время начата автоматизированная обработка спутниковых снимков тех же бассейнов на видеокомплексе "ISI-130". На рис. 21 и 22 в качестве примера представлены исходные изображения, полученные соответственно съемочной аппаратурой МСУ-М и МСУ-С, и результаты выделения площадей разной степени заснеженности с помощью видеокомплекса¹. На снимках отмечено также положение снеговой границы, определенное при визуальном дешифрировании.

3.4. РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ТАЛОГО СТОКА

Ряд представлений о характере формирования стока на водосборах горных рек Средней Азии был развит в результате проведения в бассейнах Гавасая и Кассансая полевых экспедиционных работ. Эти исследования, выполнявшиеся специалистами ИВП АН СССР при нашем участии в течение летних сезонов 1980—1982 гг. с целью уточнения структуры и идентификации параметров разработанной модели формирования стока горных рек, состояли в проведении метеорологических наблюдений и комплекса измерений характеристик снеготаяния и речного стока. Основные усилия при этом были направлены на выявление зависимости снеготаяния от временного хода метеозлементов в высокогорной зоне бассейнов, на выяснение путей поступления талых и дождевых вод в речную сеть, а также на изучение боковой приточности по отдельным участкам исследуемых рек до их выхода в зону хозяйственного использования стока. Измерения метеозлементов и характеристик снежного покрова проводились с целью фиксации высотных распределений метеофакторов и снегозапасов и определения параметров снеготаяния. Гидрометрические работы включали в себя измерения скоростей речного потока и морфометрических характеристик русла, нахождение расходов разными методами, измерения электропроводности с целью оценки генезиса стока, определение боковой приточности и т.д. Основные результаты этих исследований опубликованы [82, 83].

Определение метеорологических характеристик и факторов снеготаяния. В результате полевых измерений метеозлементов и характеристик снежного покрова в изучаемых бассейнах были получены конкретные для данного региона значения параметров модели формирования талого стока. Эти измерения включали наблюдения за температурой и влажностью воздуха, осадками, скоростью ветра, облачностью, а также высотой и плотностью снежного покрова. В каждый полевой сезон измерения проводились в различных частях бассейнов на разных снежниках на высотах от 2600 до 3500 м так, чтобы охватить наблюдениями как можно больший интервал значений высот и иметь возможности проверки высотных распределений соответствующих величин и получения их градиентов. Так, по результатам наблюдений всех полевых сезонов среднее значение градиента среднесуточных температур воздуха для бассейна р. Кассансай для июня составило $\gamma = 0,8-0,9$ град/100 м. В расчетах по модели мы

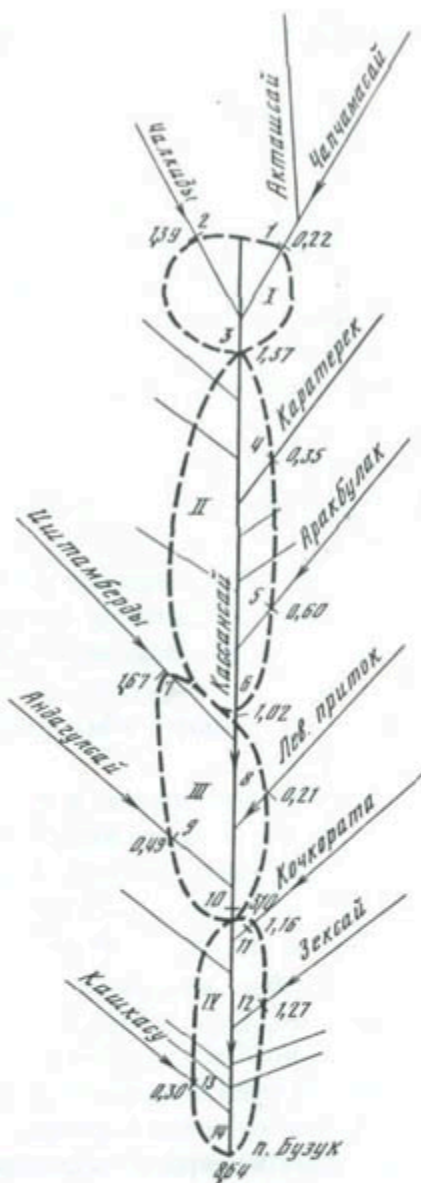
¹ Данные результаты обработки спутниковых изображений получены в ИВП АН СССР В.М. Балашовым.

Рис. 23. Линейная схема речной сети в верховьях бассейна р. Кассансай. По результатам гидрометрической съемки выделены 4 контура (I–IV). Цифры у замыкающих створов № 1–14 соответствуют измеренным расходам воды в м³/с

брали для июня значение $\gamma = 0,72$ град/100 м, полученное при обработке данных режимных наблюдений гидрометеосети. Сопоставление суточных значений слоя стаивания h_t , измеренного по рейкам, в мм водного эквивалента, со средне-суточными значениями температуры воздуха T подтвердило линейную связь этих величин, а вместе с тем и возможность использования при расчетах снеготаяния формулы (2.8). Рассчитанные по ней значения коэффициентов стаивания k_1 осреднялись по площади каждого из снежников и по всему времени наблюдений. Найденные средние значения $k_1 = 5-7$ мм/(град · сут) получились достаточно стабильными для обоих бассейнов и для всех лет наблюдений.

Как уже упоминалось, Я. Мартинцем [159] была предложена эмпирическая формула для оценки коэффициента стаивания по данным о плотности тающего снега и о плотности воды (2.28). Результаты оценок этой величины по формулам (2.8) и (2.28) отличаются на 1–1,5 мм/(град · сут), что лежит в пределах средней относительной ошибки (25%) ее определения по формуле (2.8) при заданной абсолютной ошибке определения слоя стаивания 2 см и при абсолютной ошибке измерения температуры термографом 0,5°. Полученные значения k_1 использовались при численных реализациях модели формирования талого стока.

Изучение и оценка характеристик стока исследуемых водосборов. Полевые измерения характеристик поверхностного и подземного стока были ориентированы на определение расходов в речной сети, изучение взаимосвязи поверхностных и подземных вод, получение сведений о влиянии на речной сток почвенно-грунтовых вод и поверхностного склонового стока. Для изучения условий формирования стока и оценки боковой приточности в речную сеть использовались методы руслового водного баланса (РВБ), удельной электропроводности и термометрии. Единовременная гидрометрическая съемка проводилась на спаде половодья по 14 створам на р. Кассансай (рис. 23) и по 11 створам на р. Гавасай — в верховьях каждой из рек и в устьях их основных притоков.



Оценка боковой приточности G^i на i -м участке речной сети выполнялась [82, 83] по уравнению РВБ

$$Q_n^i - \sum_{j=1}^r Q_{jв}^i \pm G^i = 0 \quad i = 1, \dots, N, \quad (3.14)$$

где Q_n^i и $Q_{jв}^i$ — измеренные расходы воды в нижнем и r верхних створах i -го контура для одной и той же фазы установившегося водного режима, G^i — остаточный член уравнения, включающий неучтенные притоки, водозаборы и сбросы, почвенно-грунтовый водообмен, осадки на водную поверхность, потери на испарение, а также ошибки измерений $k = r + 1$ составляющих РВБ, N — число участков. Результаты расчетов G^i можно считать надежными, если абсолютная величина остаточного члена не меньше предельной погрешности его определения $G^i \geq \alpha_p \sigma_k^i$. Здесь σ_k^i — ошибка вычислений G^i ; доверительный интервал $\alpha_p = 2$ принят для доверительной вероятности $p = 0,95$.

За время измерений расходов воды не наблюдалось осадков и поверхностного склонового притока. Испарением с водной поверхности рек пренебрегали. Водозабор и сбросы сточных вод на рассматриваемых участках рек отсутствуют. Поэтому остаточный член G^i равен сумме почвенно-грунтового водообмена, неучтенного бокового притока и ошибок измерений.

Результаты оценок и точности расчета G^i по данным гидрометрической съемки на четырех контурах речной сети представлены в табл. 8 [82, 83]. Относительная средняя квадратическая погрешность измерения расходов воды для горных рек принята равной 0,10. Согласно данным табл. 8, результаты расчетов G^i для контуров № 1 и 3 (см. рис. 23) лежат в пределах ошибок измерений. Оценки G^i для контуров № 2 и 4 оказались надежными. Они свидетельствуют о том, что на втором участке р. Кассансай длиной около 13 км в период измерений имели место потери речного стока на русловую фильтрацию с расходом около 1,30 м³/с.

Более сложная картина водообмена характерна для четвертого контура, для которого зафиксирована положительная боковая приточность $G^i = 2,81$ м³/с. Она может быть обусловлена как неучтенным поверхностным притоком, так и подземным питанием. Для обоснования возможности питания реки на этом участке подземными водами использованы данные полевых измерений электропроводности и температуры воды. Генетические составляющие речного стока Q с удельной электропроводностью κ_Q при полном перемешивании в створе измерений можно оценить по формуле смещения [19] $\frac{q}{Q} = \frac{\kappa_Q - \kappa_R}{\kappa_q - \kappa_R}$. Здесь q — приток подземных вод с удельной электропроводностью κ_q . Удельная электропроводность поверхностных вод κ_R , так же как и величина κ_q , принята для рассматриваемого региона постоянной по данным измерений электропроводности талых и родниковых вод.

Результаты оценок генетических составляющих стока, а также данные измерений температуры воды приведены в табл. 8. Полученные с помощью метода смещения оценки доли подземного питания в речном стоке под-

Таблица 8

Результаты оценок генетических составляющих стока р. Кассансай
по данным полевых измерений

№ створа	Река — створ	Суммарный расход Q , $\text{м}^3/\text{с}$	Доля подземных вод, %	Температура воды, $^{\circ}\text{C}$	Номер контура	Боковая приточность, G^I , $\text{м}^3/\text{с}$	Погрешность $2\sigma_k^I$, $\text{м}^3/\text{с}$ с доверительной вероятностью $p=0,95$
1	Чапчамасай — устье	0,22	59	13,9	I		
2	Чалкиды — устье	1,39	4	11,7	I		
3	Кассансай — Кок-Кия	1,37	4	12,9	I, II	-0,24	$\pm 0,38$
4	Каратерек — устье	0,35	36	12,4	II		
5	Аракбулак — устье	0,60	34	10,9	II		
6	Кассансай — выше устья р. Иштамберды	1,02	49	12,0	II, III	-1,30	$\pm 0,36$
7	Иштамберды — устье	1,67	85	11,4	III		
8	Левый безымянный приток р. Кассансай — устье	0,21	100	11,5	III		
9	Андагулсай — устье	0,49	5	11,4	III		
10	Кассансай — ниже устья р. Андагулсай	3,10	12	11,4	III, IV	-0,29	$\pm 0,82$
11	Кочкората — устье	1,16	1	10,4	IV		
12	Зексай — устье	1,27	8	10,4	IV		
13	Кашкасу — устье	0,30	31	10,3	IV		
14	Кассансай — пос. Бузук	8,64	45	11,6	IV	+ 2,81	$\pm 0,90$

тверждают результаты анализа РВБ по выделенным контурам речной сети. Согласно данным табл. 8, в измеренных расходах на входах первого и второго контуров преобладает сток поверхностных талых вод. Доля подземных вод растет в третьем контуре под влиянием стока р. Иштамберды и безымянного левого притока р. Кассансай. В четвертом контуре доля подземных вод увеличивается вниз по течению с 12% в створе № 10 до 45% в створе № 14. Следовательно, отмеченная положительная боковая приточность обусловлена не только неучтенным речным притоком, но и выходом подземных вод.

Пониженная (на $0,5-0,6^{\circ}$) t воды в створах третьего контура также подтверждает заметный приток подземных вод по сравнению с замыкающим створом второго контура. Подземное питание определяет сравнительно низкую температуру речной воды и в границах контура № 4. В верховьях бассейна, где зарождаются горные реки, отмечены температурные инверсии.

Анализ полученных данных показал, что в границах первого контура воды р. Кассансай идут транзитом вниз по течению и расходуются на пополнение запасов подземных вод. Наибольшие потери речного стока отмечены

в границах второго контура, где они составили 50% от расхода в замыкающем створе третьего контура (см. рис. 23). Признаки оттока речных вод в подземные горизонты прослеживаются по крайней мере до места впадения р. Кочкората. В границах четвертого контура р. Кассансай становится полноводнее за счет увеличения бокового притока генетически разнородных вод, а в нижнем течении рассматриваемого участка — за счет разгрузки подземных вод.

Для более полного представления об условиях стокообразования на склонах горной реки была оценена продолжительность движения элементарных объемов воды от границ тающих снежников до русла дренирующих водотоков. Время добегания τ_r подповерхностного стока на характерном участке длиной x_1 малого высокогорного водосбора р. Акташсай — притока первого порядка (см. рис. 23) — от границы верхнего снежника до места впадения в водоток первого поверхностного притока оценивалось из кинематического приближения задачи, в основу которой положено уравнение Буссинеска $\tau_r = \mu x_1 / (k_\phi \cdot i_0)$ (3.15). Параметры этой формулы в диапазоне их возможных значений задавались по данным рекогносцировочных обследований и литературных источников.

Полученные оценки τ_r (табл. 9) находятся в пределах от 14 до 60 ч при наиболее вероятном значении 29 ч. Время руслового добегания τ_p оценива-

лось по формуле $\tau_p = \sum_{i=1}^N x_{2,i} / u_i$, где N — число участков, каждый длиной $x_{2,i}$, в пределах которых скорость u_i можно считать постоянной и оценить по формуле Шези—Маннинга $u = \frac{\sqrt{i_0 h_0^{2/3}}}{n_{ш}}$. Параметры для оценки значений

u_i и τ_p приведены в табл. 9 по данным рекогносцировочных обследований на малом водосборе р. Акташсай, длина которой x_2 примерно на 200 м короче участка x_1 . Искомая величина τ_p находится в пределах 0,2—0,9 ч с наиболее вероятным значением 0,7 ч, что в 41 раз меньше соответствующей характеристики подповерхностного стока. Время добегания подповерхностного стока до истока р. Акташсай превышает суточный период снеготаяния. Это в какой-то мере объясняет тот факт, что, несмотря на периодически наблюдавшееся интенсивное снеготаяние, уровень воды в устье р. Акташсай практически не менялся. Рассчитанное время руслового добегания от истока р. Акташсай до створа р. Кассансай — пос. Бузук составило 17,6 ч, а максимальное время добегания на участке склон плюс русло — 46 ч.

Полученные оценки позволяют предположить, что сток талых и дождевых вод хорошо зарегулирован на склонах. По этой причине на фоне хорошо выраженного многоводья при интенсивном и продолжительном снеготаянии в вегетационный период влияние кратковременных дождевых осадков на форму гидрографа стока р. Кассансай незначительно. Ход температуры воздуха как основного фактора снеготаяния предопределяет режим стока горной реки. Аналогичный вывод справедлив и для бассейна р. Гавасай.

Чтобы получить представление о величине подземного питания р. Кассансай в различные фазы гидрологического режима, для нескольких лет проведено расчленение гидрографов стока в створе г/п Кызылтокой с учетом результатов полевых обследований, гидрометрической съемки и

Таблица 9
 Параметры для оценок времени добегания
 подповерхностного стока τ_T и руслового добегания τ_P

Параметры	Минимум	Промежуточное значение	Максимум
Расстояние x_1 , м	800	1000	1200
Расстояние x_2 , м	600	800	1000
Уклон i_0	0,242	0,290	0,362
Коэффициент гравитационной емкости, μ	0,3	0,4	0,5
Коэффициент фильтрации k_f , м/сут	1000	1150	1200
Коэффициент шероховатости $n_{ш}$	0,09	0,12	0,18
Средняя глубина потока h_0 , м	0,01	0,02	0,04

оценок времени добегания в зоне питания реки. В годы различной водности доля поверхностного стока находится в пределах 70–80%; подземного стока, в том числе талого и дождевого происхождения, – 20–30%. В свою очередь, поверхностный сток содержит 85% талых вод, остальные 15% приходятся на дождевую составляющую. Коэффициент многолетнего стока оказался равным $0,35 \pm 0,07$.

Резюмируя результаты этого раздела, нужно отметить следующее. Полевые наблюдения подтвердили, что интенсивность таяния линейно связана со среднесуточными значениями температуры воздуха. Тем самым еще раз выявлена определяющая роль температуры при снеготаянии и возможность использования формулы (2.8) для расчетов его интенсивности. Найденные средние значения коэффициента стаивания $k_1 = 5\text{--}7$ мм/(град · сут) можно считать репрезентативными для бассейнов исследуемого района в конечной фазе снеготаяния.

С помощью различных методов удалось выделить границы областей питания и потерь в зоне ненарушенного стока исследуемых рек, проследить изменение боковой приточности по их длине, а также выявить области разгрузки и пополнения запасов подземных вод, обусловленные геологическим строением бассейнов.

Результаты натурных исследований позволили более обоснованно выделить генетические составляющие речного стока с целью оптимального выбора схемы трансформации в модели формирования стока горных рек и оценки ее параметров.

3.5. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ СТОКА С ИССЛЕДУЕМЫХ ВОДОСБОРОВ

В этом разделе излагаются результаты расчетов снеготаяния, поступлений воды на поверхность исследуемых бассейнов, а также гидрографов стока рек Гавасай и Кассансай за весь исследуемый период (1974–1983 гг.).

Как уже отмечалось (раздел 3.2.1), для всех этих лет с октября по август с помощью модели формирования снежного покрова и снеготаяния (см. рис. 8, 9) для каждого из водосборов были рассчитаны значения высот снеговой границы, а также распределения снегозапасов и величин водо-

подачи на поверхность каждой высотной зоны и всего водосбора в целом. Расчеты проводились для линейной ($k_2 \neq 0$, $k_3 = 0$ в формуле (2.1)) и квадратичной ($k_2 \neq 0$, $k_3 \neq 0$) экстраполяции осадков при различных значениях коэффициента стаивания ($k_1 = 2 \div 7$ мм/(град · сут) в формуле (2.8) и $k'_1 = 1,4 \div 2,2$ мм/(град · сут) в формуле (2.17) и различных значениях параметра m в формуле (2.17) ($m = 0,005 \div 0,11$). Входящие в модель уравнения интегрировались численно с шагом по времени 1 сут и 6 ч и шагом по высоте 50 м. Вычисленные запасы воды в снеге в бассейне р. Гавасай сравнивались для 1974–1976 гг. с измеренными при снегомерных съемках в конце января, февраля и марта (в 1976 г. снегомерные съемки были прекращены), в 1978 г. — с данными гамма-съемки в те же сроки, а в 1979–1983 гг. — с данными наблюдений за высотой снежного покрова по дистанционным рейкам (значения плотности снега брались по наблюдениям ГМС "Устье р. Терс"). Поскольку в бассейне р. Кассансай до 1977 г. регулярных наблюдений за снежным покровом не проводилось, сравнивать рассчитанные значения снегозапасов за 1974–1977 гг. было не с чем; для 1978–1983 гг. они сопоставлялись с данными наблюдений по авиадистанционным рейкам (значения плотности снега брались по результатам измерений СЛС "Ангрен"). Совпадение результатов, однако, нельзя считать хорошим. Следует отметить недостаточность и крайнюю неоднородность данных аэровизуальных наблюдений: в бассейне р. Гавасай 9 дистанционных реек охватывают высоты 2650–3200 м, в бассейне р. Кассансай 5 реек расположены на высотах 2690–3150 м; разброс значений толщины снежного покрова при одновременном измерении по разным рейкам на одной и той же высоте над уровнем моря достигал 2,5 м.

Как уже упоминалось, в расчетах по модели использовались значения вертикального градиента температур γ из выражения (3.1), взятые по наблюдениям в соседнем бассейне р. Ахангаран. Значения γ имеют внутригодовой ход с максимумом 7,2 град/км и минимумом 4,3 град/км. Аналогичное изменение величин γ для бассейна р. Ахангаран предложено Г.Е. Глазыриным [43] $\gamma = 0,667 + 0,008 \cos(t_1 + 1,596)$, где $t_1 = 2\pi t/365$, а t — время в сутках, отсчитываемое с 1 октября. В работах В.Д. Комарова, В.М. Мухина и др. [63, 87] для водосборов рек Варзоб (Памир) и Карадарья (Тянь-Шань) использовалось значение γ , равное 6,5 град/км, в работе А. Брауна и др. [135] для водосбора р. Кингс (Сьерра-Невада, Калифорния, США) — 6,4 град/км, в работе [165] для водосбора р. Дишма (Швейцарские Альпы) — 6,5 град/км, а для водосбора р. Динвуди Крик (Скалистые горы, США) значение γ , меняющееся от 8,5 град/км в апреле до 9,5 град/км в июле и 8,0 град/км в сентябре. По данным полевых измерений, проведенных на изучаемых водосборах, в конце периода снеготаяния γ принимает значения 8–9 град/км [82, 83].

Пространственные и временные изменения коэффициента стаивания k_1 могут быть весьма значительными. Разные исследователи для горных районов приводят значения от 2 до 7 мм/(град · сут). В модели Ю.М. Денисова [14, 15] принято, что $k_1 = 3$ мм/(град · сут), Т.С. Абальян на основе данных снегомерных съемок в бассейне р. Варзоб (Памир) приходит к выводу, что k_1 колеблется от 4,5 до 6 мм/(град · сут) [4, 5]. В модели ГМЦ [63, 87] для k_1 используется значение 5 мм/(град · сут). В работе Я. Мартинца и А. Рэнго [165] значения k_1 растут от начала к концу снего-

таяния с 3,5 до 6 мм/(град·сут). Н.В. Вострякова для Алтая использует значение $k_1 = 3,4$ мм/(град·сут) [22], у Я. Мартинца для бассейна р. Дишма (Швейцарские Альпы) величина k_1 заключена в диапазоне 4–5,5 мм/(град·сут) [161]. Значения k_1 , полученные для конца периода снеготаяния во время полевых измерений в исследуемых бассейнах, заключены в диапазоне 5–7 мм/(град·сут) (см. раздел 3.4). При расчете интенсивности таяния по формуле (2.17) надо задавать значения двух коэффициентов — k'_1 и m . Ю.М. Денисов с соавторами на основании измерений в бассейне р. Кызылча (Западный Тянь-Шань) определяли значения этих параметров для некоторых водосборов среднеазиатских рек [15]. По их оценке, $k'_1 = 1,8$ мм/град·сут, $m = 0,088$.

Подбор коэффициентов k_1 , k'_1 и m в нашей модели производился при сравнении значений степени заснеженности водосбора и высоты сезонной снеговой границы на разные даты, рассчитанных по модели для различных сочетаний величин k_1 , k'_1 и m и найденных по снимкам с ИСЗ. Рис. 15–17 иллюстрируют результаты такого сравнения названных характеристик для 1978 и 1979 гг. для бассейна р. Гавасай и для 1979 г. для бассейна р. Кассансай. Аналогичное сопоставление проведено для обоих водосборов для всех изучаемых лет.

Наилучшие совпадения результатов, найденных обоими способами, получены для коэффициента таяния k_1 , равного 5 мм/(град·сут). Однако в ряде случаев имеются заметные расхождения в степени заснеженности и в положении границы снеговой линии. Так, в начале марта 1976 г. разница высот достигает 300–400 м. Аналогичное различие наблюдается и в конце февраля 1978 г. (см. рис. 15). Основной причиной такого несовпадения следует считать неучет в модели внутрисуточного хода температур, особенно в периоды перехода температуры через 0° , когда при отрицательной среднесуточной, но положительной дневной температуре по модели таяния не происходит, а в действительности днем значительные площади освобождаются от снега. Расчеты по модели с 6-часовым шагом по времени для 1978 и 1979 гг. подтвердили правильность этого предположения — расхождение в результатах модельного и спутникового способов оценки уменьшилось до 200–300 м (см. рис. 15, 16). Такая величина лежит в пределах ошибки определения снеговой границы по спутниковым данным. Часть расхождений результатов оценок по спутниковым данным и расчетов по модели устраняется при использовании алгоритма, учитывающего влияние суммарной радиации на снеготаяние (см. рис. 9). При $k'_1 = 1,8$ мм/(град·сут) и $m = 0,011$ в формуле (2.17) для периода интенсивного снеготаяния (с конца марта) значения высот снеговой границы, полученные обоими способами, совпадают или весьма близки (см. рис. 15). При увеличении m или продвижении в сторону больших отрицательных температур порогового значения температуры, при котором происходит "включение" механизма радиационного таяния, разница между результатами модельного и спутникового способов оценки высотного положения снеговой границы для начала марта 1976 г. и конца февраля 1978 г. уменьшается (см. рис. 15). Это связано с тем, что начало марта 1976 г. и конец февраля 1978 г. в исследуемом районе характеризовались ясной погодой с низкими отрицательными температурами и приход большого количества солнечной радиации повлек за собой быстрый сход снега и смещение снеговой границы

выше в горы, что и было зафиксировано спутниками. Подобные результаты приводят к выводу о желательности описания процесса снеготаяния с помощью переменного во времени коэффициента стаивания. Возможны и другие причины расхождений результатов. Поскольку таяние и замерзание в модели определяются исключительно температурой, наличие даже незначительных осадков в районе одной из метеостанций (а они экстраполируются на весь водосбор) при одновременном понижении температуры до небольших отрицательных значений приводит к резкому увеличению заснеженности и уменьшению высоты снеговой линии, что соответствует провалам на обеих кривых (см. рис. 15–17). Такая слабая инерционность модели не отвечает действительному характеру протекания процессов снеготаяния. Некоторое несовпадение спутниковых данных с результатами расчета по модели может проявиться еще вследствие неучета неравномерности залегания снежного покрова; игнорирования того, что на склонах разных экспозиций и на дне долин снеговая граница проходит на разных высотах; неточности привязки спутниковых изображений к данному водосбору и погрешностей трансформации снимков; недостаточной разрешающей способности сканирующей аппаратуры и по ряду других причин.

Сравнение результатов расчетов высоты снеговой границы и площади заснеженности при линейной и квадратичной экстраполяции осадков по высоте (2.1) показало, что для рассматриваемых бассейнов может использоваться линейное приближение. В целом ход кривых заснеженности и высоты снеговой границы до начала интенсивного снеготаяния (конец марта — начало апреля) повторяет ход температур. Уместно сказать здесь и о возможности определения по спутниковым данным при более длительных рядах таких наблюдений не только коэффициентов стаивания k_1 , k'_1 и m , но и коэффициентов k_2 и k_3 в формуле (2.1). Это достигается путем подбора значений k_{20} , k_{30} , A_2 и A_3 в выражениях для k_2 и k_3 , предложенных в работе Л.Н. Боровиковой и Ю.М. Денисова [14, 15]:

$$k_2 = k_{20} + A_2 \cos \frac{2\pi}{T_r} (t - \tau_2), \quad (3.16)$$

$$k_3 = k_{30} + A_3 \cos \frac{2\pi}{T_r} (t - \tau_3)$$

при условиях наилучшего совпадения временного хода высот снеговой линии и площади заснеженности, полученного по модели и по спутниковым изображениям. В формуле (3.16) T_r — число дней в году; τ_2 и τ_3 определяются аналитически по данным метеонаблюдений.

Анализ кривых, описывающих поступления воды на водосбор (см. рис. 10–12) для всех расчетных лет, показал, что ход значений поступлений до начала интенсивного снеготаяния повторяет ход температур, а после этого момента следует за ходом осадков. Чтобы выделить талую составляющую стока, мы провели расчет для нескольких значений коэффициента дождевого стока α_d от 0,05 до 0,5. Такое выделение жидких осадков (особенно в период формирования спадовой ветви гидрографа) представляется уместным, поскольку значительная часть дождевых осадков в это

время идет на поверхностное увлажнение, испарение или просачивается в глубинные горизонты, выклиниваясь в нижнем течении реки перед замыкающим створом. Последнее, например, подтверждается данными полевых измерений электропроводности воды в разных створах, проводившихся в 1980–1982 гг., и оценками генетических составляющих стока, в соответствии с которыми доля дождевого поверхностного стока не превышала 16%. В результате сравнения суммарных объемов поступлений воды на водосбор и фактических объемов стока в замыкающем створе для α_d было выбрано значение, равное 0,3. Надо отметить, что указанное сравнение объемов выявило определенную разницу в условиях формирования стока на водосборах Гавасая и Кассансая, обусловленную, по-видимому, отличием геоморфологической структуры бассейнов. Если для бассейна Гавасая суммарный объем поступлений для всех расчетных лет примерно (с точностью до 10%) равнялся фактическому объему стока (см. рис. 10, 11), то для бассейна Кассансая коэффициент стока для разных лет из числа расчетных принимал значения от 0,39 до 0,62 (см. рис. 12). Была сделана попытка нахождения значений коэффициента стока, приемлемых для всех расчетных лет, с помощью его возможной связи с объемами осеннего увлажнения поверхности почвы в бассейне. Для этой цели по результатам расчетов с помощью модели значений температур и снегозапасов в каждой высотной зоне и высоты снеговой границы для всего бассейна в целом для каждого из расчетных лет были найдены моменты наступления зимы в каждой зоне. Затем для предшествующего этому моменту 90-дневного периода для каждой из зон были рассчитаны значения разности "осадки минус испарение", $x - E$, которые и принимались за осеннее поверхностное увлажнение. Расчет испарения проводился по формуле типа формулы Дальтона:

$$E = k \rho d \frac{0,622}{p} v, \quad (3.17)$$

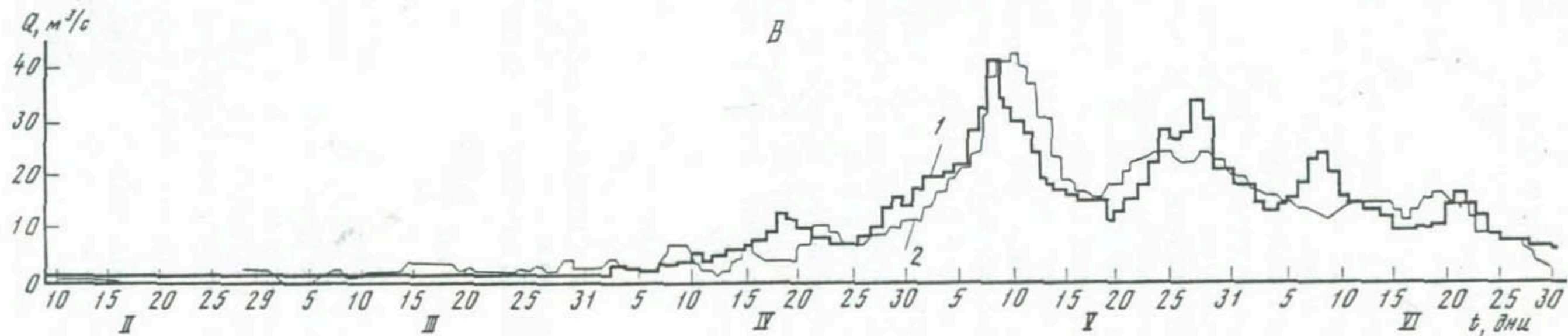
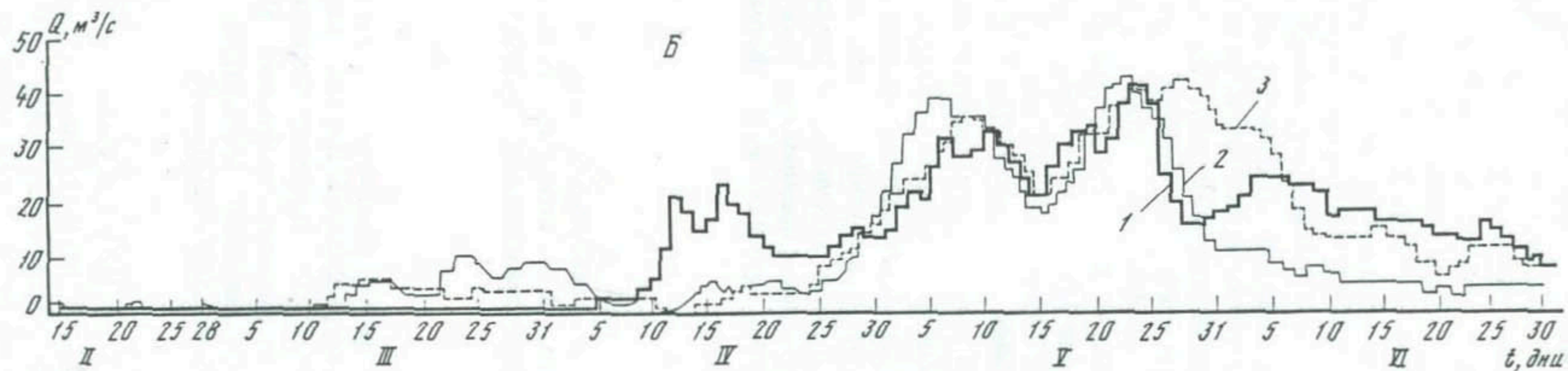
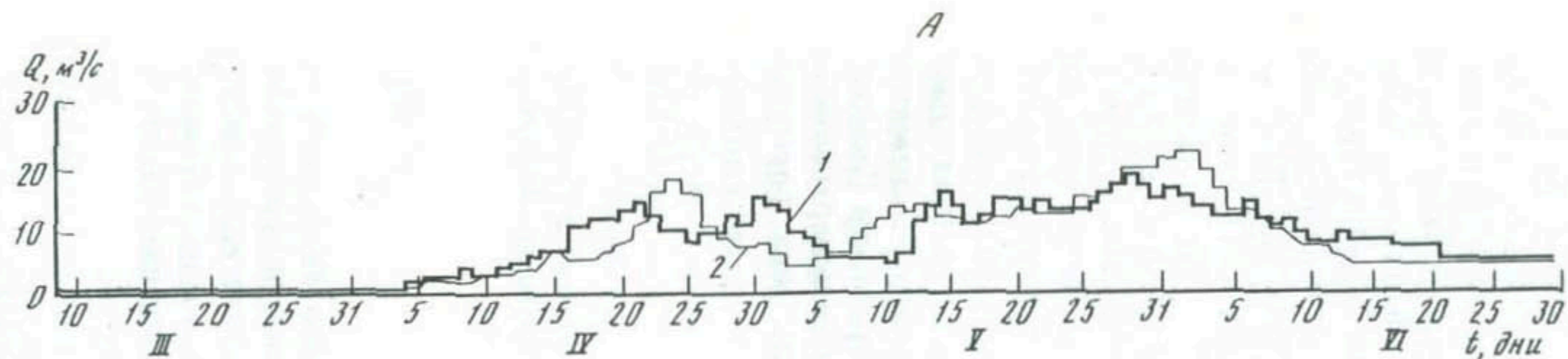
где ρ — плотность воздуха, p — давление воздуха, d — дефицит влажности воздуха, v — скорость ветра, k — коэффициент влагообмена. Формула (3.17) с помощью простых преобразований превращается в

$$E = k d \frac{0,622}{R_c T} v; \quad (3.18)$$

где R_c — универсальная газовая постоянная для сухого воздуха $R_c = 287 \text{ м}^2/\text{с}^2 \cdot \text{К}$, T — температура воздуха. Дефицит влажности принимался в виде разности $d = e_{\text{нас}} - e$, где e — упругость водяного пара, $e_{\text{нас}}$ — насыщающая упругость; $e_{\text{нас}}$ — вычислялась по формуле Магнуса по рассчитанным для всех высотных зон значениям температуры. Для нахождения e на различных высотах использовалась зависимость

$$e = e_0 \exp(-0,412(z - z_0)), \quad (3.19)$$

предложенная Ю.М. Денисовым [51] для горных районов Средней Азии. Здесь e_0 — упругость водяного пара на высоте z_0 , в качестве которой использовалось значение средневысшей высоты бассейна. Приведение значений $e(z_i)$, полученных на высотах расположения метеостанций z_i , к



средневзвешенной высоте z_0 производилось с помощью выражения

$$e(z_0, t) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e(z_i, t) \exp(-0,412(z_i - z_0)), \quad (3.20)$$

где n — число ГМС.

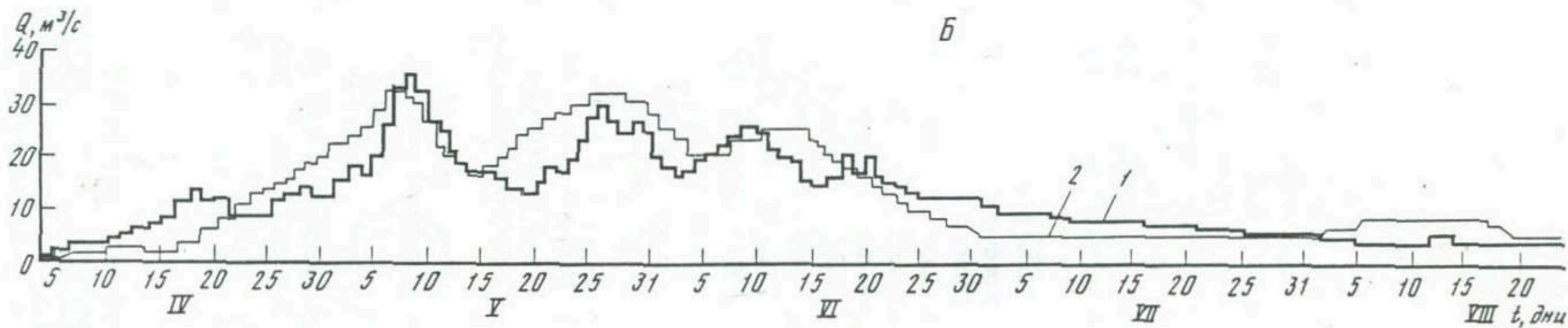
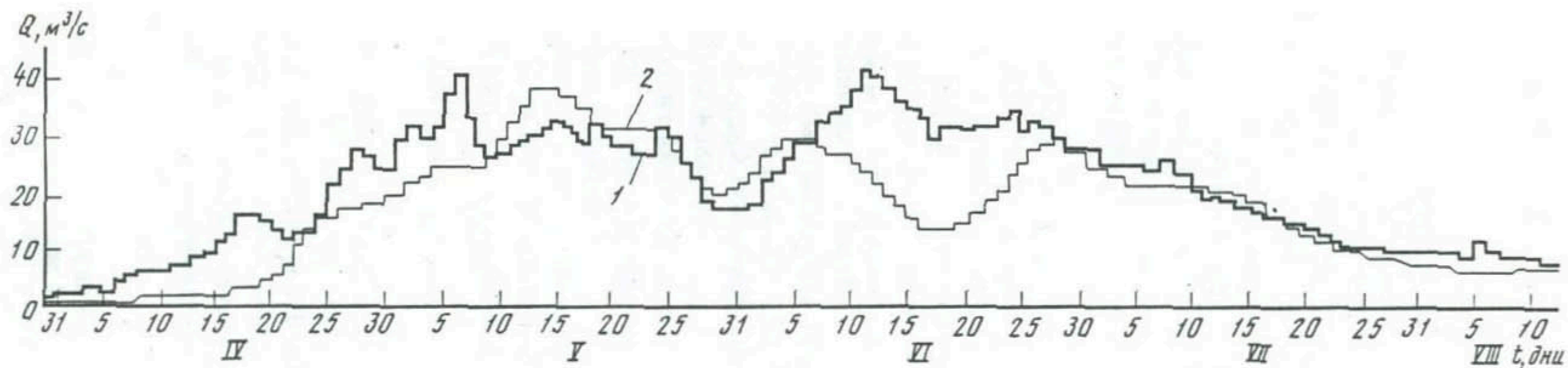
Значение скорости ветра v в этих расчетах принималось равным 2,6 м/с, как среднее для высот более 1000 м в горах Средней Азии [51]. Величина коэффициента влагообмена выбиралась по литературным источникам и считалась равной 0,001. Во всех вычислениях значений $x - E$ использовались месячные данные находящихся в бассейне ГМС. На основании проведенных оценок коэффициента стока и значений $x - E$ за осенний период можно с уверенностью сказать, что связи между ними для исследуемых бассейнов нет. Подобный результат оценок вынудил нас использовать при расчетах гидрографа среднее значение коэффициента стока за изучаемые годы, причем наблюдения 1981–1983 гг. рассматривались в качестве независимой выборки.

Как уже говорилось (см. раздел 3.2.2), трансформация поступлений воды на водосбор в гидрограф стока в замыкающем створе осуществлялась с помощью двухъемкостной схемы с распределенными параметрами, в которой трансформация каждой емкостью производилась по формуле (3.11). При каждом расчете по наилучшему совпадению фактического и вычисленного гидрографов подбирались значения пяти параметров: $V_{\max}$ для нижней емкости и C_0 и D_0 для каждой из емкостей. Перебор различных значений параметров дал следующие результаты для всех расчетных лет: для бассейна Гавасая $C_{0\text{нижн}} = 0,01$; $D_{0\text{нижн}} = 1,5$; $C_{0\text{верхн}} = 0,027$; $D_{0\text{верхн}} = 5,0$; $V_{\max} = 700 \cdot 86400 \text{ м}^3$; для бассейна Кассаная $C_{0\text{нижн}} = 0,01$; $D_{0\text{нижн}} = 2,5$; $C_{0\text{верхн}} = 0,033$; $D_{0\text{верхн}} = 12,0$; $V_{\max} = 900 \cdot 86400 \text{ м}^3$. На рис. 24, 25 представлены фактические и вычисленные значения гидрографов в замыкающих створах обоих бассейнов для ряда расчетных лет. Соответствие расчетного $Q_{\text{расч}}$ и фактического $Q_{\text{факт}}$ гидрографов оценивалось визуально по графикам, по совпадению фактических и вычисленных объемов стока, а также с помощью критерия качества. Этот критерий заключался в установлении минимума выражения $\sum_i (Q_{\text{факт},i} - Q_{\text{расч},i})^2$

для разных реализаций при расчетах для одного сезона. Значения этого минимума для лет разной водности сильно различались.

Как видно из графиков, наилучшие совпадения получаются для лет малой и средней водности (1975, 1980, 1982, 1976) (см. рис. 24, 25). Для многоводных лет совпадение плохое (см. рис. 25, А). Это связано с большей по сравнению с маловодными годами разницей фактического и вычисленного объемов стока, что может быть учтено при расчете по модели при менее грубой, чем в настоящей работе оценке коэффициента стока. На

Рис. 24. Фактические и рассчитанные по модели гидрографы стока р. Гавасай — с. Гава. А — 1975 г.: 1 — фактический; 2 — рассчитанный при $k_1 = 5 \text{ мм/(град} \cdot \text{сут)}$, $\alpha_d = 0,4$; Б — 1978 г.: 1 — фактический; 2 — рассчитанный при $k_1 = 5 \text{ мм/(град} \cdot \text{сут)}$, $\alpha_d = 0,3$; 3 — рассчитанный при $k_1' = 1,8 \text{ мм/(град} \cdot \text{сут)}$, $m = 0,011$, $\alpha_d = 0,3$; В — 1980 г.: 1 — фактический; 2 — $k_1 = 5 \text{ мм/(град} \cdot \text{сут)}$, $\alpha_d = 0,4$



форму гидрографа заметно влияет также значение величины $V_{\text{макс}}$, — при его увеличении временная задержка между моментом поступления воды на водосбор и моментом резкого увеличения расходов возрастает, т.е. начало кривой как бы сдвигается вправо по оси времени. Для более точного определения значения $V_{\text{макс}}$, вычислявшегося как среднее из значений объемов стока для периода спада половодья за все расчетные годы, ряд наблюдений за стоком должен быть увеличен.

Выбор тех или иных величин коэффициентов стаивания k_1 , k'_1 , m также во многом определяет вычисляемый гидрограф: при росте значений k_1 или k'_1 и m на кривой пропадают всплески в начале половодья, зато к концу паводка расходы увеличиваются.

Результаты расчетов и оценок позволяют констатировать следующее.

1. Температура воздуха — определяющий фактор снеготаяния. Существенно влияет на интенсивность стаивания также приход суммарной радиации, оказывающейся основной причиной схода снега на горном водосборе при отрицательных температурах. Сказанное дает возможность опираться при расчетах и оценках стаивания на формулу (2.8) или (2.17), в которые входят значения только метеопараметров, избегая при этом использования нерегулярной и трудно получаемой информации о снеготаяниях. Значения коэффициентов в этих формулах можно подбирать по результатам сравнения модельных просчетов характеристик снежного покрова и снеготаяния и их оценок по телевизионным изображениям с ИСЗ.

2. Основной сток в исследуемых бассейнах формируется запасами воды в снеге в зоне 2400–3000 м, составляющей около 40% площади водосбора для р. Гавасай и около 30% для р. Кассансай. Этот вывод следует как из результатов расчетов по модели, так и из оценок по спутниковым снимкам.

3. Предложенная двухъемкостная модель трансформации с распределенными параметрами позволяет учесть особенности формирования стока в изучаемых бассейнах, в частности большую разницу во времени между поступлениями талой воды на водосбор и подъемом гидрографа.

В целом же, несмотря на имеющиеся погрешности, можно сказать, что предложенная модель формирования талого стока горных рек позволяет достаточно правильно рассчитывать гидрограф стока по наземным и спутниковым данным о заснеженности горного бассейна.

3.6. РЕЗЮМЕ И ВЫВОДЫ

В данной главе описана модель формирования стока, предназначенная для расчета гидрографов стока горных рек, половодье которых формируется в основном за счет таяния сезонного снега. Проведение по модели подобного расчета предполагает выявление динамики распределения зап-

Рис. 25. Фактические и рассчитанные по модели гидрографы стока р. Кассансай — к. Кызылтокой

А — 1979 г.: 1 — фактический; 2 — рассчитанный при $k_1 = 5$ мм/(град · сут), $\alpha_d = 0,5$; Б — 1980 г.: 1 — фактический, 2 — рассчитанный при $k_1 = 5$ мм/(град · сут), $\alpha_d = 0,3$; В — 1982 г.: 1 — фактический, 2 — рассчитанный при $k_1 = 5$ мм/(град · сут), $\alpha_d = 0,3$

сов воды в снежном покрове по площади бассейна и определение реакции водосбора на поступление на поверхность бассейна тех или иных порций воды. Такая постановка задачи предопределила и структуру предложенной модели формирования стока, состоящей из двух частей — модели снеготаяния и поступления воды на поверхность водосбора и модели трансформации этих поступлений в гидрограф в замыкающем створе. В первой модели сделан ряд допущений о характере протекания процесса снеготаяния и распределении значений метеозлементов в пределах водосбора. Так, согласно одному из основных допущений предполагается пропорциональность суточных значений интенсивности таяния среднесуточной температуре T (при положительных T). Настройка модели, т.е. нахождение вида высотных распределений осадков и температур и значений коэффициентов таяния, проводилась с использованием результатов обработки снимков видимого диапазона с метеорологических спутников, а также данных полевых экспедиционных наблюдений в исследуемых бассейнах рек Гавасай и Кассансай. Выбор указанных параметров осуществлялся по результатам сравнения значений площади заснеженности бассейна и высоты положения снеговой границы, полученных при расчетах по модели и при анализе спутниковых изображений, и был подтвержден данными полевых измерений. Разница значений высот снеговой границы при вычислении их обоими способами не превышала 300 м, что лежит в пределах ошибки нахождения этой величины по спутниковым данным. Точность определения по снимкам с ИСЗ площади заснеженности составила 6–10%. Вычисления по модели проводились по высотным зонам для суточных и 6-часовых интервалов. В результате расчетов для обоих бассейнов для 1974–1983 гг. были получены значения высот снеговой границы, распределения снегозапасов и величины поступлений воды на водосбор по высотным зонам и для всего бассейна в целом.

Найденные значения поступлений с помощью второй половины модели формирования стока, схемы трансформации, пересчитывались в гидрограф стока в замыкающем створе. Эти расчеты выполнялись в рамках двухемкостной модели с распределенными параметрами, причем трансформация каждой емкостью производилась независимо одна от другой с помощью интеграла свертки. Распределение объемов ежесуточных поступлений между верхней и нижней емкостями осуществлялось межемкостным делителем. Предложены два варианта его реализации: итерационный, с замыканием в каждой высотной зоне уравнений водного баланса для нижней емкости и с подбираемым по объему стока значением доли поступлений воды в нижнюю емкость при ее заполнении. При выводе алгоритмов схемы трансформации был сделан ряд допущений, основанных на физических закономерностях процесса стокообразования в горах и учитывающих особенности данного региона. Главное предположение, обусловленное большим временем задержки (до 50 дней) между моментами поступлений воды на водосбор и резкого увеличения расходов, состоит в необходимости заполнения всей нижней емкости до начала заполнения верхней. Такая гипотеза подтверждена данными полевых измерений генетических составляющих стока. В результате расчетов по модели трансформации для обоих бассейнов были рассчитаны ординаты гидрографов стока в замыкающих створах для 1974–1983 гг. Значения коэффициентов сто-

ка, использовавшиеся при расчетах, оценивались по объемам поступлений и стока за ряд лет. Удалось установить, что связь между осенним увлажнением и коэффициентом стока отсутствует. Рассчитанные по модели значения гидрографа сравнивались с данными фактических расходов, совпадение оценивалось визуально по графикам и с помощью критерия качества. Для большинства расчетных лет совпадение хорошее.

Проведенные исследования процессов поступления воды на водосбор и последующего перераспределения этих поступлений в бассейне позволили сделать ряд выводов.

1. Разработана модель формирования талого стока горных рек, предназначенная для вычисления гидрографа стока.

2. Обоснована возможность применения данных с ИСЗ при моделировании формирования стока с горных водосборов, слабо освещенных гидрометеорологической информацией. Использование спутниковой информации о заснеженности этих водосборов позволяет осуществить калибровку модели и повысить точность производимых с ее помощью расчетов и прогнозов талого стока.

3. В рамках предложенной модели прослежено влияние метеоусловий на ход процессов формирования снежного покрова и его разрушения, выявлена определяющая роль температуры воздуха как фактора снеготаяния.

4. С помощью различных методов выделены границы зон питания и потерь стока с исследуемых водосборов, прослежено изменение боковой приточности по длине рек, а также выявлены области разгрузки и пополнения запасов подземных вод. Все это позволило более обоснованно выделить генетические составляющие стока изучаемых рек в целях выбора структуры модели.

5. Применение предложенной методики расчета и прогноза стока возможно для горных рек с преимущественно снеговым типом питания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты, полученные с помощью описанных моделей формирования стока, рассчитанных на использование спутниковой информации, позволяют судить о перспективности подобного подхода для составления прогнозов стока весенне-летнего половодья горных рек. Открывшиеся при совместном использовании наземных, авиадистанционных и спутниковых наблюдений возможности прямого или косвенного определения ряда параметров моделей и построения физически обоснованных связей для входящих в модели переменных, а также разработки способов пространственно-временной экстраполяции гидрометеозлементов и осреднения характеристик водосбора по площади обуславливают соответствие моделей рассматриваемым гидрологическим процессам. Возможности использования информации с ИСЗ в моделях формирования стока горных рек с позиций повышения точности и детальности его прогноза следует рассматривать в двух аспектах. Поскольку, с одной стороны, при таком использовании предусматривается адаптация модели к данным дистанционного зондирования, улучшение качества последних вызывает необходимость совершенствования структуры модели. С другой стороны, применение для расчетов величин стока развитой концептуальной модели выдвигает требования к разрешающей способности и повторности спутниковых наблюдений.

В настоящее время развитие моделей формирования стока опережает возможности дистанционной индикации многих параметров модели с требуемой для прогнозов точностью. Массовая информация с метеорологических ИСЗ "Метеор" в ТВ и ближнем ИК диапазонах обеспечивает определение размеров заснеженных площадей с точностью 6–10%, а высотного положения снеговой линии с точностью 200–250 м. Частота поступлений на Землю аналогичных данных большего разрешения с ИСЗ "Landsat" один раз в 18 или 9 дней недостаточна для прослеживания динамики снежного покрова в период интенсивного снеготаяния. Проведение калибровки параметров модели и тарирования спутниковой информации по измерениям наземной метео- и снегомерной сети для большого числа горных водосборов затруднено из-за их недостаточности для условий значительной пространственной изменчивости характеристик водосборов и невозможности их экстраполяции по площади. Исследования характеристик снежного покрова и его состояния с помощью дистанционного зондирования в микроволновом диапазоне носят пока методический характер и требуют трудоемкого наземного обеспечения.

Совершенствование методик расчета и прогноза стока горных рек на основе моделей формирования стока, использующих спутниковые данные, должно идти несколькими путями.

Первый из них подразумевает создание модели, приспособленной как для усвоения дистанционной информации, так и для использования всех возможных данных наземных и авиадистанционных наблюдений. Один из основных принципов при выборе структуры модели — введение минимального количества оптимизируемых коэффициентов. Идентификацию параметров модели желательно проводить по результатам непосредственных измерений или по связям с измеряемыми величинами. Для стабилизации коэффициентов модели степень осреднения спутниковой информации должна быть согласована с осреднением аналогичных величин, рассчитываемых по модели и определяемых по аэродистанционным данным. Это условие необходимо для адекватности модели описываемым процессам. Наиболее же перспективным является создание физико-математической модели формирования стока с последующим упрощением в соответствии с условиями конкретного географического региона или водосбора.

Второй путь состоит в повышении качества дистанционной информации, увеличении повторности съемки и обеспечении оперативного ее использования. Качество спутниковых данных может быть улучшено при установке на борту ИСЗ аппаратуры более высокого разрешения, а также при проведении съемки в новых спектральных диапазонах. Этой же цели будут способствовать применение ЭВМ для обработки дистанционной информации и уточнение калибровок при размещении на водосборах автоматизированной системы дистанционного сбора результатов наземных измерений основных гидрологических характеристик. Повторность получения дистанционной информации может быть увеличена при запуске на разные по высоте орбиты системы метеоспутников, в том числе геостационарных, обеспечивающих большую частоту съемки. Оперативность использования спутниковых данных может быть повышена при полном переходе от визуального дешифрирования к их автоматизированной обработке с помощью ЭВМ. Этот процесс должен сопровождаться накоплением банка признаков, расширением и улучшением матобеспечения.

Третье направление заключается в разработке методик экспериментального описания полей гидрометеозлементов. Этой цели должны служить создаваемые новые методы определения характеристик снежного покрова и других гидрометеорологических параметров и способы их пространственно-временного осреднения, а также перевод сети наземных наблюдений на автоматизированную основу. Для проведения полного комплекса исследований, способных стимулировать создание развитой модели формирования стока горных рек, рассчитанной на использование данных дистанционного зондирования, необходимо проведение тщательно подготовленного подспутникового эксперимента на специально выбранных для этого водосборах. Эти водосборы могли бы использоваться также в качестве опорных полигонов для отработки новых методик наземных и авиадистанционных измерений, в частности, для проведения авиаснегосъемных работ и авиализмерений влажности почвы.

Конечная цель введения спутниковой информации в модели формиро-

вания — стока составление оперативных прогнозов стока. В перспективе выпуск таких прогнозов в реальном масштабе времени должен производиться при использовании единой системы машинных алгоритмов процессов формирования стока на водосборе и обработки спутниковых данных. Эти алгоритмы должны включать как способы задания и калибровки параметров, так и возможности корректировки результатов по данным автоматизированной системы телеметрии гидрометеорологических характеристик.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абальян Т.С. Закономерности в изменении степени покрытия горного бассейна снегом в период его таяния (по материалам аэрофотосъемки в опытном высокогорном бассейне р. Варзоб) // Тр. ГМЦ СССР. 1974. Вып. 138. С. 3–11.
2. Абальян Т.С. О расчете гидрографа стока горной реки // Тр. ГМЦ СССР. 1976. Вып. 163. С. 3–18.
3. Абальян Т.С., Калачев А.В. Особенности распределения снежного покрова в горах (по наблюдениям в опытном бассейне р. Варзоб) // Метеорология и гидрология. 1969. № 6. С. 70–76.
4. Абальян Т.С., Мазурова Л.И., Никонорова С.Н. Об использовании аэрофотосъемки для изучения снежного покрова в горном бассейне р. Варзоб // Тр. ГМЦ СССР. 1971. Вып. 72. С. 92–105.
5. Абальян Т.С., Калачев А.В., Канушин В.П. О расходах талого стока горной реки с использованием коэффициента стаивания (по данным наблюдений в опытном высокогорном бассейне р. Варзоб) // Тр. ГМЦ СССР. 1974. Вып. 138. С. 68–76.
6. Авдюшин С.И., Коломеец Е.В., Назаров И.М. и др. Метод и прибор для измерения влагозапаса в снеге в горах, основанный на регистрации космических лучей // Тр. ИЗМ. 1980. Вып. 14(92). С. 94–101.
7. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 420 с.
8. Архипова О.М., Геткер М.И. Расчет и распределение дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова на территории Памиро-Алая // Тр. САНИИ Госкомгидромета. 1983. Вып. 99(180). С. 20–30.
9. Асмус В.В., Григорьева О.Н., Тищенко А.П. Почти оптимальное решающее правило в задаче распознавания // Тр. ГосНИЦИПР. 1980. Вып. 8. С. 106–114.
10. Белич Р.Б., Горелик А.Г., Семилетов В.И., Фролов А.В. Поляризационные характеристики излучения подстилающей поверхности на длине волны 0,8 см по измерениям со спутника "Метеор" // Тр. ГосНИЦИПР. 1977. Вып. 4. С. 15–28.
11. Белич Р.Б., Горелик А.Г., Семилетов В.И., Фролов А.В. О возможности применения спутниковых СВЧ радиометрических поляризационных измерений для определения параметров подстилающей поверхности // Космическая геофизика: Материалы Всесоюз. семинара по методам интерпретации спутниковой информации о гидролог. параметрах природ. среды. Л., 1978. С. 10–15.
12. Богданова Л.Ф., Геткер М.И. Статистический анализ и учет влияния орографии при расчетах осадков на Тянь-Шане // Тр. САННИГМИ. 1975. Вып. 25(106). С. 116–144.
13. Борисенко В.И., Чесалин Л.С. Алгоритмы тематического дешифрирования многоспектральной аэрокосмической информации. // Аэрокосмические исследования Земли: Обработка видеоинформации на ЭВМ. М.: Наука, 1978. С. 154–160.
14. Боровикова Л.Н., Денисов Ю.М. Модель поступления воды на поверхность горного бассейна и некоторые результаты ее проверки на бассейнах Западного Тянь-Шаня // Тр. САНИГМИ. Вып. 52(67). 1970. С. 3–20.
15. Боровикова Л.Н., Денисов Ю.М., Трофимова Е.Б., Шенцис И.Д. Математическое моделирование процесса стока горных рек // Тр. САНИГМИ. 1972. Вып. 61(76). 150 с.
16. Бочаров В.П., Сажин С.М. Коррекция геометрических искажений космической видеоинформации цифровыми методами // Тр. ГосНИЦИПР. 1980. Вып. 8. С. 8–16.
17. Виснет Д.Р. Дистанционные наблюдения и их применение в гидрологии // Грани гидрологии. Л.: Гидрометеиздат, 1980. С. 53–78.
18. Внучкова Т.А., Усиков Д.А. Алгоритм произвольной геометрической деформации изображения и аппроксимации функций многих переменных // Математические методы исследования природных ресурсов Земли из космоса. М.: Наука, 1984. С. 29–31.
19. Воробьев Н.И. Применение измерения электропроводности для характеристики химического состава природных вод. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 74 с.
20. Вострякова Н.В. Опыт анализа

телевизионной информации метеорологических спутников для гидрологических прогнозов // Географические проблемы при сельскохозяйственном освоении Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. С. 83–86.

21. *Вострякова Н.В.* Опыт использования спутниковой информации для целей прогноза стока горных рек (на примере рек верхней Оби и верхнего Енисея) // Тр. ГГИ. 1980. Вып. 276. С. 52–58.

22. *Вострякова Н.В.* Применение спутниковой информации для расчета и прогноза талого стока в горном бассейне // Тр. ГГИ. 1981. Вып. 285. С. 29–37.

23. *Вострякова Н.В., Комлев А.М.* Об оценке динамики снежного покрова для прогнозов весеннего половодья в Горном Алтае по данным спутниковых наблюдений // Тр. ГГИ. 1976. Вып. 237. С. 32–40.

24. Временные методические рекомендации по использованию спутниковой информации для картирования снежного покрова на территории республик Средней Азии и Казахстана. Ташкент: Изд-во Узб. УГКС, 1979. 109 с.

25. *Гапишко В.Г.* О расчете снегозапасов на основе повторных аэро съемок в бассейне р. Кызылча // Тр. САРНИГМИ. 1975. Вып. 25 (106). С. 168–175.

26. *Гапишко В.Г.* Методика расчета снегозапасов и водного баланса в среднегорных бассейнах на примере Западного Тянь-Шаня. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 103 с.

27. *Гарелик И.С., Селифонова Д.С.* Аналитический метод определения высоты снеговой линии в горах по космическим снимкам // Материалы гляциологических исследований: Хроника. Обсуждения. М.: 1977, Вып. 30. С. 135–138.

28. *Гарелик И.С., Гринберг А.М., Кренке А.Н.* Использование материалов съемок со спутников для гляциологических исследований // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1975. № 1. С. 93–101.

29. *Геткер М.И.* О некоторых закономерностях зонального распределения осадков и размещения сети осадкомеров для гидрологических целей // Тр. САНИИРИ. 1966. Вып. 3. С. 94–106.

30. *Геткер М.И.* Закономерности распределения и расчет осадков в бассейне р. Амударья // Вопросы гидро-

техники. Ташкент: Фан, 1967. Вып. 33. С. 57–74.

31. *Геткер М.И.* Разработка и усовершенствование методики гамма-съемки снежного покрова в горах // Тр. САНИИ Госкомгидромета. 1982. Вып. 84(165). С. 77–96.

32. *Геткер М.И.* Результаты и перспективы применения метода вертолетной гамма-съемки снежного покрова для определения снегозапасов в горном бассейне // Тр. САНИИ Госкомгидромета. 1982. Вып. 84(165). С. 97–108.

33. *Геткер М.И., Шенцис И.Д.* Некоторые вопросы реорганизации снегомерной сети в горах Средней Азии // Тр. САРНИГМИ. 1979. Вып. 64(145). С. 15–23.

34. *Геткер М.И., Шенцис И.Д.* Принцип оптимального осреднения и его использование в гидропрогнозах и при реорганизации снегомерной сети // Тр. САРНИГМИ. 1979. Вып. 64(145). С. 41–50.

35. *Геткер М.И., Шенцис И.Д.* Метод расчета сети маршрутов гамма-съемки снежного покрова в горах // Тр. САНИИ Госкомгидромета. 1982. Вып. 84(165). С. 118–130.

36. *Геткер М.И., Шенцис И.Д.* Оценка характеристик статистической структуры поля снежного покрова в горах Средней Азии // Тр. САНИИ Госкомгидромета. 1982. Вып. 84(165). С. 48–58.

37. *Геткер М.И., Шенцис И.Д.* Комплексная методика оценки снегозапасов в горном бассейне на основе авиадистанционных измерений // Тр. САНИИ Госкомгидромета. 1983. Вып. 99(180). С. 3–15.

38. *Геткер М.И., Никифоров М.В., Пегов Н.Н., Сулов А.В.* Опыт вертолетной гамма-съемки снежного покрова в горах Западного Тянь-Шаня // Тр. САРНИГМИ. 1979. Вып. 64(145). С. 3–14.

39. *Геткер М.И., Сулов А.В., Никифоров М.В., Пегов Н.Н.* Некоторые результаты экспериментальных гамма-съемок в горах // Тр. ИЗМ. 1980. Вып. 14(92). С. 67–72.

40. *Гирник Е.И.* Опыт прогноза водоносности реки Кассансай по высоте сезонной снеговой линии // Тр. Ташк. геофиз. обсерв., 1957. Вып. 15(16). С. 88–95.

41. *Гирник Е.И.* Использование материалов снегомерных съемок в служ-

бе гидрологических прогнозов Узбекистана. // Тр. САНИГМИ, 1970. Вып. 51(66). С. 11–17.

42. Гирник Е.И. Долгосрочные прогнозы стока воды рек бассейна Сырдарьи: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: ГМЦ СССР. 1971. 27 с.

43. Глазырин Г.Е. Проблема расчетов характеристик распределения и режима горных ледников по стандартным данным: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М.: ИГ АН СССР. 1979. 21 с.

44. Глазырин Г.Е. К расчету количества твердых осадков и таяния в горах // Тр. САНИИ Госкомгидромета. 1983. Вып. 99(180). С. 30–41.

45. Глазырин Г.Е., Царев Б.К. Возможность совместного использования наземной метеорологической информации и сведений о высоте сезонной снеговой границы для оперативных расчетов снегозапасов в горах // Тр. САНИИ Госкомгидромета. 1983. Вып. 98(179). С. 3–12.

46. Грушин В.А., Усиков Д.А. Язык обработки изображений в диалоговом режиме // Математические методы исследования природных ресурсов Земли из космоса. М.: Наука, 1984. С. 5–10.

47. Делеур М.С. Космические методы изучения снежного покрова Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 78 с.

48. Делеур М.С., Бабкина Л.П., Панкратова Е.И. Применение спутниковой информации в изучении динамики снеготаяния // Материалы гляциологических исследований: Хроника. Обсуждения. 1976. Вып. 26. С. 216–220.

49. Делеур М.С., Ворожбитов И.И., Панкратова Е.И. Анализ формирования весеннего половодья на реках бассейна Волги по данным ТВ снимков со спутника "Метеор" // Тр. ГГИ. 1976. Вып. 237. С. 7–21.

50. Делеур М.С., Панкратова Е.И., Бабкина Л.П. Перспективы использования многозональной спутниковой информации в прогнозах талого стока // Космическая геофизика: Материалы Всесоюзного семинара по методам интерпретации спутник. информации о гидрометеоролог. параметрах природ. среды. Л.: 1978. С. 45–52.

51. Денисов Ю.М. Схема расчета гидрографа стока горных рек. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 104 с.

52. Денисов Ю.М., Боровикова Л.Н., Джурев А.А., Ердякова И.Н. Расчет таяния снега и льда // Тр. САНИИ Гос-

комгидромета. 1982. Вып. 94(175). С. 20–39.

53. Джорджио М.В., Ситникова М.В., Царев Б.К. Использование спутниковых снимков для изучения динамики снежного покрова и оценки среднего вегетационного расхода р. Амударьи // Тр. ГГИ. 1980. Вып. 276. С. 30–34.

54. Ильин И.А. Водные ресурсы Ферганской долины. Л.: Гидрометеиздат, 1959. 248 с.

55. Калинин Г.П., Курилова Ю.В., Колосов П.А. Космические методы в гидрологии. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 184 с.

56. Керша В.О. Обработка изображений с помощью электронных аналоговых устройств // Изв. вузов, геодезия и аэрофотосъемка, 1974. № 6. С. 53–56.

57. Козодеров В.В. Сравнение индикатрис яркости снежного покрова, измеренных с самолета и рассчитанных теоретически для отдельных высот атмосферы // Изучение гидрологического цикла аэрокосмическими методами. М.: Радио и связь, 1982. С. 86–89.

58. Козодеров В.В., Любовный Н.Д. Учет влияния атмосферы при обработке космической видеoinформации // Изучение гидрологического цикла аэрокосмическими методами. М.: Радио и связь, 1982. С. 90–94.

59. Козодеров В.В., Любовный Н.Д., Тищенко А.П. Радиационная коррекция космических изображений земной поверхности // Тр. ГосНИИЦИПР. 1980. Вып. 8. С. 83–87.

60. Коломеев Е.В., Фридман Ш.Д. Метод определения влагозапасов в снеге и влажности почв по космическим лучам. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 160 с.

61. Комаров В.Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. М.: Гидрометеиздат, 1959. 296 с.

62. Комаров В.Д., Мухин В.М., Агранович Л.Е. Трансформация слоя поступления воды на поверхность горного бассейна в расходы воды в замыкающем створе // Тр. ГМЦ СССР. 1976. Вып. 163. С. 58–73.

63. Комаров В.Д., Мухин В.М., Полушин А.Я. Модель формирования снежного покрова и поступления воды на поверхность горного бассейна // Тр. ГМЦ СССР. 1976. Вып. 163. С. 38–57.

64. Комаров В.Д., Мухин В.М., Абальян Т.С., Полушин А.Я. Расчет поступле-

ния осадков на поверхность горного бассейна на основе модели этого процесса // Тр. ГМЦ СССР. 1976. Вып. 163. С. 19–28.

65. Коновалов В.Г. Использование спутниковой информации в математической модели формирования снежного покрова в горах // Тр. САННИГМИ. 1980. Вып. 71 (152). С. 3–10.

66. Коновалов В.Г. Физико-статистическая модель процесса суммарного таяния в гляциальной области // Тр. САННИГ Госкомгидромета. 1982. Вып. 84 (165). С. 3–20.

67. Коновалов В.Г. К методике расчета интенсивности таяния на ледниках Средней Азии // Тр. САННИГ Госкомгидромета. 1983. Вып. 98 (179). С. 18–39.

68. Коновалов В.Г., Боровикова Л.Н. О возможностях расчета таяния снега и льда в горах Средней Азии по данным о температуре воздуха // Тр. САННИГМИ. 1977. Вып. 53 (134). С. 41–51.

69. Красиков В.А., Хатунцева М.В. Обзор машинных методов интерпретационной обработки многозональной видеоинформации // Аэрокосмические исследования Земли: Обработка видеоинформации на ЭВМ. М.: Наука, 1978. С. 132–142.

70. Красиков В.А., Хатунцева М.В., Штарков Ю.М. Методы кластерного анализа в задачах тематической обработки многозональной видеоинформации // Аэрокосмические исследования Земли: Обработка видеоинформации на ЭВМ. М.: Наука, 1978. С. 112–126.

71. Кренке А.Н. Дополнения к программе и методическим указаниям по составлению Атласа снежно-ледовых ресурсов мира: Режим ледников // Материалы гляциологических исследований: Хроника. Обсуждения. 1980. Вып. 39. С. 20–23.

72. Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // Материалы гляциологических исследований: Хроника. Обсуждения. 1966. Вып. 12. С. 153–164.

73. Кузьмин П.П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 172 с.

74. Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 348 с.

75. Курциянов В.В., Прокачева В.Г. Спутниковая информация в гидрологи-

ческих исследованиях. Обнинск: Изд-во ВНИГМИ-МЦД. 1979. 68 с.

76. Курилова Ю.В., Поплавская Л.К. Исследование дешифровочных признаков снежного покрова по данным метеорологических спутников // Тр. IV Всесоюз. гидрол. съезда. Л.: Гидрометеиздат, 1975. Т. 2. С. 412–419.

77. Кучмент Л.С. Математическое моделирование речного стока. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 192 с.

78. Кучмент Л.С. Модели процессов формирования речного стока. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 144 с.

79. Кучмент Л.С. Гидрологическое прогнозирование для управления водноресурсными системами. М.: ВИНТИ, 1981. 120 с. (Итоги науки и техники. Серия "Гидрология суши". Т. 4).

80. Машуков П.М. Анализ методов гидрологических прогнозов, основанных на вычислении запасов снега в горах // Тр. САННИГМИ. 1964. Вып. 17 (32). С. 3–58.

81. Михайлов В.А. Применение аналого-цифровых устройств для первичной обработки аэрокосмической информации. – Тр. ГГИ. 1980. Вып. 276. С. 125–129.

82. Мотовилов Ю.Г., Музылев Е.Л., Назаров Н.А., Оганесян А.Е. Натурные исследования гидрометеорологических характеристик для целей моделирования стока горных рек. М.: 1982. 25 с. Рукопись деп. в ВИНТИ 12.XI.82, № 5582-82 деп.

83. Мотовилов Ю.Г., Музылев Е.Л., Назаров Н.А., Оганесян А.Е. Исследования формирования талого стока горных рек Чаткальского хребта // Материалы гляциологических исследований: Хроника. Обсуждения. М.: 1983. Вып. 47. С. 104–109.

84. Музылев Е.Л., Поплавская Л.К. О моделировании таяния снега в горах и поступления воды на поверхность водосбора с привлечением спутниковой информации // Вод. ресурсы. 1982. № 1. С. 66–73.

85. Мухин В.М. Модели формирования стока горной реки // Тр. ГМЦ СССР. 1977. Вып. 186. С. 63–70.

86. Мухин В.М. Долгосрочный прогноз стока горной реки на основе математической модели // XI Конф. придунайских стран по гидрол. прогнозам (26–29 окт. 1982). Бухарест, 1986. С. 391–400.

87. Мухин В.М., Полунин А.Я. Метод краткосрочного прогноза расходов

р. Карадарья // Тр. ГМЦ СССР. 1977. Вып. 191. С. 43–61.

88. Никифоров М.В. Современное состояние гамма-съемок снежного покрова и влажности почвы // Тр. ИЭМ. 1980. Вып. 14 (92). С. 6–27.

89. Никифоров М.В., Пегов А.Н. Гамма-съемка влажности почвы и снежного покрова // Тр. ИЭМ. 1974. Вып. 1 (35). С. 3–24.

90. Панкратова Е.И. О возможности определения фронта снеготаяния по многозональной информации с ИСЗ "Метеор" // Тр. ГГИ. 1981. Вып. 285. С. 47–55.

91. Полуник А.Я. О динамике регулирующей емкости горного водосбора и особенностях построения кривых истощения стока горных рек // Тр. ГМЦ СССР. 1979. Вып. 218. С. 81–84.

92. Полуник А.Я. К вопросу о расчете гидрографа стока горной реки // Тр. ГМЦ СССР. 1982. Вып. 240. С. 74–81.

93. Полуник А.Я. Схема расчета расходов воды горной реки // Метеорология и гидрология. 1982. № 11. С. 113–116.

94. Попов Е.Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. М.: Гидрометеиздат, 1963. 395 с.

95. Природа Земли из космоса: Изучение природных ресурсов Земли с помощью данных, передаваемых со спутников по радиоканалам / Сост. А.П. Тищенко и С.В. Викторов. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 152 с.

96. Прокачева В.Г., Усачев В.Ф. Оценка точности картирования границы снежного покрова в горах по телевизионным изображениям ИСЗ "Метеор" (на основе подспутникового эксперимента в районе Станового нагорья) // Тр. ГГИ. 1980. Вып. 276. С. 35–43.

97. Прокачева В.Г., Чмутова Н.П. О прогнозировании объема весеннего половодья с помощью спутниковой информации (на примере р. Чара). — Исслед. Земли из космоса. 1982. № 2. С. 78–82.

98. Прокачева В.Г., Чмутова Н.П. Определение сроков образования и схода снежного покрова в горах по съемкам с искусственных спутников Земли (на примере Станового нагорья) // Тр. ГГИ. 1984. Вып. 299. С. 20–28.

99. Рачулик Е.И., Ситникова М.В., Темников С.Н. Об использовании спектральных коэффициентов яркости для определения заснеженности равнинной и

горной местности // Тр. ГГИ. 1976. Вып. 237. С. 71–75.

100. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 14. Средняя Азия. Вып. 1. бассейн р. Сырдарья. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 439 с.

101. Розанов И.Г., Тищенко А.П. Распознавание природных объектов по спектральным признакам // Аэрокосмические исследования Земли: Обработка видеoinформации на ЭВМ. М.: Наука, 1978. с. 107–112.

102. Сажин С.М. О способе геометрического преобразования многозональной спутниковой информации // Тр. ГосНИЦИПР. 1979. Вып. 5. С. 46–49.

103. Ситникова М.В., Царев Б.К., Чернов В.Ю. Динамика снежного покрова в горных районах бассейна Аральского моря по спутниковым снимкам // Тр. ГГИ. 1981. Вып. 285. С. 38–44.

104. Собчук В.Г. Координатная привязка видеoinформации по опорным точкам // Аэрокосмические исследования Земли: Обработка видеoinформации на ЭВМ. М.: Наука, 1978. С. 71–78.

105. Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1965. Ч. 1. Вып. 32. 51 с.

106. Сумарокова В.В., Бабкина Л.П. Обзор цифровых методов тематической обработки спутниковой информации для решения задач гидрологии суши // Тр. ГГИ. 1984. Вып. 299. С. 110–120.

107. Тищенко А.П., Головчин В.Р. Пространственная привязка космической видеoinформации по траекторным данным // Тр. ГосНИЦИПР. 1979. Вып. 5. С. 38–45.

108. Тхабисимов Д.К. Микромодульный состав комплексной обработки аэрокосмической видеoinформации // Математические методы исследования природных ресурсов Земли из космоса. М.: Наука, 1984. С. 140–148.

109. Царев Б.К. Изучение снежного покрова в горных районах // Материалы международного учебного семинара ООН по применению дистанционного зондирования (Баку, 3–19 октября 1977 г.). Баку: Элм, 1977. С. 549–579.

110. Царев Б.К. Требования к решающей способности спутниковой информации для изучения динамики снежного покрова в горах. // Тр. ГГИ. 1980. Вып. 276. С. 15–20.

111. Царев Б.К. Методы расчета площади заснеженности высотных зон горного бассейна по высоте сезонной снего-

вой границы. // Тр. САННИ Госкомгидромета. 1980. Вып. 78 (159). С. 89–98.

112. Царев Б.К. Результаты спутниковых наблюдений за динамикой сезонной снеговой границы в горах Западного Тянь-Шаня // Тр. ГосНИЦИПР. 1980. Вып. 8. С. 128–136.

113. Царев Б.К. Об оценке параметров потока информации с ИСЗ, пригодной к анализу динамики снежного покрова в горах // Тр. САННИ Госкомгидромета. 1982. Вып. 84 (165). С. 131–135.

114. Царев Б. К. Прогноз гидрографа стока р.Амурдарьи на основе спутниковой информации о динамике площадей заснеженности. // Тр. САННИ Госкомгидромета. 1982. Вып. 84 (165). С. 136–141.

115. Царев Б.К. К вопросу о понятии сезонной снеговой границы в горах и обзор методов определения ее высотного положения // Тр. САННИ Госкомгидромета. 1983. Вып. 91 (172). С. 14–26.

116. Чернов В.Ю. Фотооптико-механический способ картирования границ снежного покрова в горах по спутниковым снимкам // Тр. САННИ Госкомгидромета. 1983. Вып. 91 (172). С. 27–32.

117. Чернов В.Ю. К методике определения высоты сезонной снеговой границы по аэрокосмическим снимкам // Тр. САННИ Госкомгидромета. 1983. Вып. 98 (179). С. 12–18.

118. Чернов В.Ю. Опыт использования данных о высоте сезонной снеговой границы (на основе спутниковой информации) для гидропрогнозов рек Средней Азии // Тр. САННИ Госкомгидромета. 1984. Вып. 105 (186). С. 3–14.

119. Численное моделирование процесса стока горных рек // Тр. САННИ ГМИ. 1970. Вып. 52 (67). 104 с.

120. Шариков Ю.Д., Бабкина Л.П. Возможности применения инструментального дешифрирования для изучения параметров снежного покрова по космическим снимкам // Тр. ГГИ. 1976. Вып. 237. С. 41–49.

121. Шенцис И.Д. Метод расчета макромасштабного поля осадков в горах // Тр. САННИ Госкомгидромета. 1982. Вып. 94 (175). С. 40–52.

122. Шенцис И.Д. К вопросу расчета таяния снежного покрова в горах по температуре воздуха // Тр. САННИ Госкомгидромета. 1983. Вып. 91 (172). С. 3–13.

123. Щеглова О.П., Чернов В.Ю. Сезонная снеговая граница в пределах Ферганской котловины и возможности ее использования в гидропрогнозах // Изучение гидрологического цикла аэрокосмическими методами. М.: Радио и связь, 1982. С. 36–41.

124. Щеглова О.П., Гапишко В.Г. Об оценке снегозапасов горных бассейнов и методике их крупномасштабного картирования на основе аэроматериалов // Дистанционные оценки общей увлажненности территории. М.: Радио и связь, 1984. С. 60–65.

125. Шетинников А.С., Соколов Л.Н., Бассин Н.С. Расчет абляции ледников Восточного Памира по средней летней температуре воздуха // Тр. САННИ Госкомгидромета. 1984. Вып. 105 (186). С. 98–104.

126. Andersen T. Operational snow mapping by satellites // Hydrological aspects of alpine and high mountain areas: Proc. Exeter Symp. July 1982. 1982. P. 149–154. (IAHS Publ.; N 138).

127. Anderson E.A. National weather service river forecast system – snow accumulation and ablation model // NOAA technical memorandum NWS Hydro-17. Silver Spring, 1973. 228 p.

128. Anderson E.A. A point energy and mass balance model of a snow cover // NOAA Techn. Rep. NWS. 1976. N 19. 150 p.

129. Aul J.S., Ffolliott P.F. Use of areal snow cover measurements from ERTS-1 imagery in snowmelt-runoff relationships in Arizona // Operational applications of satellite snowcover observations: Proc. workshop held Aug. 18–20. 1975. Waystation, South Lake Tahoe, Cal., NASA-SP-391. Wash. (D.C.), 1975. P. 103–112.

130. Avdyushin S.I., Kolomeyets E.V., Nazarov I.M. et al. Application of cosmic rays to the solution of some hydrological problems // Hydrological aspects of alpine and high mountain areas: Proc. Exeter Symp. July 1982. 1982. P. 155–160. (IAHS Publ.; N 138.).

131. Bagchi A.K. A conceptual method of snowmelt runoff forecast // Proc. 16th Intern. Symp. Remote Sens. Environ. Pap. Select. Buenos Aires. 2–9 June 1982. Ann Arbor (Mich.), 1982. Vol. 2. P. 945–951.

132. Bagchi A.K. Orographic variation of precipitation in a highrise Himalayan basin // Hydrological aspects of

alpine and high mountain areas: Proc. Exeter Symp. July 1982. 1982. P. 3-9. (IAHS Publ.; N 138).

133. Bagchi A.K. Areal value of degree-day factor //Hydrol. Sci. J. 1983. Vol. 28, N 4. P. 499-511.

134. Brown A.J., Hannaford J.F. Interpretation of snowcover from satellite imagery for use in water supply forecasts in the Sierra-Nevada //Operational applications of satellite snowcover observations: Proc. workshop held Aug. 18-20, 1975, Waystation, South Lake Tahoe, Cal., NASA-SP-391. Wash. (D.C.), 1975. P. 39-51.

135. Brown A.J., Hannaford J.F., Hall R.L. Application of snowcovered area to runoff forecasting in several basins of the Sierra-Nevada, California //Operational applications of satellite snowcover observations: Proc. workshop at Sparks, Nevada, 1979. 1980. (NASA Conf. Publ.; N 2116.)

136. Burke H.-H.K., Bowley C.J., Barnes J.C. Determination of snowpack properties from satellite passive microwave measurements //Remote Sens. Environ. 1984. Vol. 15, N 1. P. 1-20.

137. Castruccio P.A., Loats H.H., Lloyd D., Newman A.B. Cost/benefit analysis for the operational applications of satellite snowcover observations //Operational applications of satellite snowcover observations: Proc. workshop at Sparks, Nevada, 1979. 1980. (NASA Conf. Publ.; N 2116.)

138. Chang A.T.C., Foster J.L., Hall D.K. et al. Snow water equivalent estimation by microwave radiometry //Cold Region Sci. and Technol. 1982. Vol. 5, N 3. P. 259-267.

139. Charbonneau R., Fortin J.-P., Morin G. The CEQUEAU model: description and examples of its use in problems related to water resource management //Hydrol. Sci. Bull. 1977. Vol. 22, N 1. P. 193-202.

140. Charbonneau R., Lardeau J.-P., Obled C. Problems of modelling a high mountainous drainage basin with predominant snow yields //Ibid. 1981. Vol. 26, N 4. P. 345-361.

141. Dey B., Goswami D.C. Evaluating a model of snow cover area versus a concurrent flow correlation model in Western Himalayas //Nord. Hydrol. 1984. Vol. 15, N 2. P. 103-110.

142. Dey B., Goswami D.C., Rango A. Utilization of satellite snow-cover ob-

servations for several stream flow estimates in the Western Himalayas //Ibid. 1983. Vol. 14, N 5. P. 257-266.

143. Dhawan H.C., Verma J.C., Ghanekar V.G. Hydrological forecasting in the Bhakra Reservoir with special reference to snowmelt prediction: a case study //Hydrological forecasting: Proc. Oxford Symp. 15-18 Apr. 1980. 1980. P. 159-163. (IAHS Publ.; N 129).

144. Engman E.T. Remote sensing input and feedback for hydrologic forecasting and simulation models //Proc. 16th Intern. Symp. Remote Sens. Environ. Pap. Select. Buenos Aires, 2-9 June 1982. Ann Arbor (Mich.), 1982. Vol. 1. P. 195-204.

145. Fattorelli S., Della Lucia D., Dalla Fontana G., Baroncini E. Metodologie per lo studio del deflussinivale //Ann. Accad. ital. sci. forest. 1982. Vol. 31. P. 53-84.

146. Ferguson R.I. Magnitude and modelling of snowmelt runoff in the Cairngorm mountains, Scotland //J. Hydrol. Sci. 1984. Vol. 29, N 1. P. 49-62.

147. Foster J.L., Hall D.K., Chang A.T.C., Rango A. An overview of passive microwave snow research and results //Rev. Geophys. and Space Phys. 1984. Vol. 22, N 2. P. 195-208.

148. Goodison B.E., Waterman S.E., Langham E.J. Application of synthetic aperture radar data to snow cover monitoring //Proc. 6th Canad. Symp. Remote Sens. Halifax, 21-23 May, 1980. Ottawa, s.a. P. 263-271.

149. Griffiths M. Snow store in the Rockies //Geogr. Mag. 1984. Vol. 56, N 4. P. 184-186.

150. Gupta R.P., Duggal A.J., Rao S.N. et al. Snow-cover area vs. snowmelt runoff relation and its dependence on geomorphology - a study from the Beas catchment (Himalayas, India) //J. Hydrol. 1982. Vol. 58, N 3/4. P. 325-339.

151. Hannaford J.L., Hall R.L. Application of satellite imagery to hydrologic modelling snowmelt runoff in the Southern Sierra-Nevada //Operational applications of satellite snowcover observations: Proc. workshop at Sparks, Nevada, 1979. 1980. P. 201-221. (NASA Conf. Publ.; N 2116.)

152. Higuchi K., Ageta Yu., Yasunari T., Inoue J. Characteristics of precipitation during the monsoon season in high-mountain areas of the Nepal, Himalaya //Hydrological aspects of alpi-

ne and high mountain areas: Proc. Exeter Symp. July 1982. 1982. P. 21-30. (IAHS Publ.; N 138).

153. *Itten K.I.* Approaches to digital snow mapping with Landsat-1 data // Operational applications of satellite snow-cover observations: Proc. workshop held Aug. 18-20, 1975, Waystation, South Lake Tahoe, Cal. NASA-SP-391. Wash. (D.C.). 1975. P. 235-247.

154. *Kattelmann R.C., Berg N.H., Pack M.K.* Estimating regional snowwater equivalent with a simple simulation model // Water Resour. Bull. 1985. Vol. 21, N 2. P. 273-280.

155. *Kunzi K.K., Patil S., Rott H.* Snow-cover parameters retrieved from Nimbus-7 scanning multichannel microwave radiometer (SMMR) data // IEEE Trans. Geosci. and Remote Sens. 1982. Vol. GE-20, N 4. P. 452-467.

156. *Leaf C.F.* Applications of satellite snow cover in computerized short-term streamflow forecasting // Operational applications of satellite snowcover observations: Proc. workshop held Aug. 18-20, 1975, Waystation, South Lake Tahoe, Cal. NASA-SP-391. Wash. (D.C.), 1975. P. 175-186.

157. *Limpert F.A.* Operational application of satellite snowcover observations - Northwest United States // Ibid. P. 71-85.

158. *Lundquist D.* Modelling runoff from a glacierized basin // Hydrological aspects of alpine and high mountain areas: Proc. Exeter Symp. July 1982. 1982. P. 131-136. (IAHS Publ.; N 138.)

159. *Martinec J.* Snowmelt-runoff model for stream flow forecasts // Nord. Hydrol. 1975. Vol. 6, N 3. P. 145-154.

160. *Martinec J.* Snow and ice // Facets of hydrology / Ed. J.C. Rodda. Chichester: Wiley, 1976. P. 85-118. Русский перевод // Грани гидрологии / Под. ред. Дж.К. Родда. Л.: Гидрометеиздат, 1980. С. 108-146.

161. *Martinec J.* Snowmelt-runoff forecasts based on automatic temperature measurements // Hydrological forecasting: Proc. Oxford Symp. 15-18 Apr. 1980. 1980. P. 239-246. (IAHS Publ.; N 129.)

162. *Martinec J.* Limitations in hydrological interpretations of snow coverage // Nord. Hydrol. 1980. Vol. 11, N 5. P. 209-220.

163. *Martinec J.* Runoff modelling from snow covered area // Intern. Geosci. and Remote Sens. Symp. (IGARSS'81).

Washington, D.C., 1981: Digest. New York, N.Y., 1981. Vol. 1. P. 113-122.

164. *Martinec J.* Snowmelt runoff models for operational forecasts // Nord. Hydrol. 1985. Vol. 16, N 3. P. 129-136.

165. *Martinec J., Rango A.* Discharge forecasts in mountain basins based on satellite snowcover mapping // Operational applications of satellite snowcover observations: Proc. workshop at Sparks, Nevada, 1979. 1980. P. 223-238. (NASA Conf. Publ.; N 2116.)

166. *Mätzler C., Schanda E.* Snow mapping with active microwave sensors // Intern. J. Remote Sens. 1984. Vol. 5, N 2. P. 409-422.

167. *Meier M.F., Evans W.E.* Comparison of different methods for estimating snowcover in forested, mountainous basins using Landsat (ERTS) images // Operational applications of satellite snowcover observations: Proc. workshop held Aug. 18-20, 1975, Waystation, South Lake Tahoe, Cal. NASA-SP-391. Wash. (D.C.), 1975. P. 215-234.

168. Operational applications of satellite snowcover observations: Proc. workshop held Aug. 18-20, 1975, Waystation, South Lake Tahoe, Cal. NASA-SP-391. Wash. (D.C.), 1975. 430 p.

169. *Parry J.T., Grey B.T.* The mapping and interpretation of snow conditions in Quebec-Labrador using ESSA-9 composite minimum brightness (CMB) charts // Photogrammetria. 1975. Vol. 30, N 2. P. 41-66.

170. *Quick M.C., Pipes A.* U.B.C. watershed model // Hydrol. Sci. Bull. 1977. Vol. 22, N 1. P. 153-160.

171. *Ramamoorthi A.S.* Snow-melt run-off studies using remote sensing data // Proc. Indian Acad. Sci. 1983. Vol. 6, N 3. P. 279-286.

172. *Rango A.* Remote sensing of snowcovered area for runoff modelling // Hydrological forecasting: Proc. Oxford Symp., 15-18 Apr. 1980. 1980. P. 291-297. (IAHS Publ.; N 129.)

173. *Rango A., Itten K.I.* Satellite potentials in snowcover monitoring and runoff prediction // Nord. Hydrol. 1976. Vol. 7, N 4. P. 209-230.

174. *Rango A., Martinec J.* Application of a snowmelt-runoff model using Landsat data // Ibid. 1979. Vol. 10, N 4. P. 225-238.

175. *Rango A., Martinec J.* Snow accumulation derived from modified depletion curves of snow coverage // Hydro-

logical aspects of alpine and high mountain areas: Proc. Exeter Symp., July 1982. 1982. P. 83-90. (IAHS Publ.; N 138.)

176. *Rango A., Salomonson V.V., Foster J.L.* Employment of satellite snowcover observations for improving seasonal runoff estimates // Operational applications of satellite snowcover observations: Proc. workshop held Aug. 18-20, 1975, Waystation, South Lake Tahoe Cal. NASA-SP-391, Wash (D.C.), 1975. P. 157-174.

177. *Rango A., Salomonson V.V., Foster J.L.* Seasonal streamflow estimation in the Himalayan region employing meteorological satellite snowcover observations // Water Resour. Res. 1977. Vol. 13, N 1. P. 109-112.

178. *Rango A., Feldman A., George T.S.III, Ragan R.M.* Effective use of Landsat data in hydrological models // Water Resour. Bull. 1983. Vol. 19, N 2. P. 165-174.

179. Report of the First Session of the JSC scientific steering group on land surface processes and climate. Geneva, 21-25 Jan. 1985. WMO Secretariat, 1985. 104 p. (ICSU/WMO WCP Rep.; N 96.)

180. *Rott H.* Snow and ice monitoring by microwave techniques // Remote sensing: New satellite systems and potential application. Paris, 1983. P. 75-86.

181. *Salomonson V.V.* The utility of Landsat-D for water-resources studies // Contrib Space Observ. Water Resour. Manag. Proc. Symp. 22nd Plenary Meet. COSPAR, Bangalore, 1979. Oxford e.a., 1980. P. 255-267.

182. *Schumann H.H.* Operational applications of satellite snowcover observations and Landsat data collection systems operations in Central Arizona // Operational applications of satellite snowcover observations: Proc. workshop held Aug. 18-20, 1975, Waystation, South Lake Tahoe, Cal. NASA-SP-391. Wash. (D.C.), 1975. P. 13-28.

183. *Singh R.* Retrieval of snow parameters from microwave signature of Bhaskara-II (SAMIR) data // XVIII General Assembly of IUGG, Hamburg 15-27 Aug., 1983. Symp. N 15. Remote

Sens. Climate Stud.: Progr. and Abstr. Assembly. 1983. Vol. 2. P. 675.

184. *Singh R., Vyas N.K.* Analysis of Bhaskara-II samir data over Himalayan region using clustering technique // Proc. 17 Intern. Symp. Remote Sens. Environ. Ann Arbor, Michigan, 9-13 May 1983. Ann Arbor (Mich.), 1983. Vol. 1. P. 409-414.

185. *Somma R., Temussi P.* Towards a second generation of meteorological satellites // 240 Conv. intern. sci. spaz.: Coop. paesi emergentie ind osserv. terra, Roma, 22-23 marzo 1984. Roma, s. a. P. 287-295.

186. *Sugawara M., Watanabe I., Ozaki E., Katsuyama Y.* Tank model with snow component // Res. Notes Nat. Res. Cent. Disaster Prevent. Japan. 1984. N 65. 298 p.

187. *Tarar R.N.* Water resources investigation in Pakistan with the help of Landsat imagery - snow surveys 1975-1978 // Hydrological aspects of alpine and high mountain areas: Proc. Exeter Symp., July 1982. 1982. P. 177-190. (IAHS Publ.; N 138.)

188. *Thompson A.G.* Utilization of Landsat monitoring capabilities for snowcover depletion analysis // Operational applications of satellite snowcover observations: Proc. workshop held Aug. 18-20, 1975, Waystation, South Lake Tahoe, Cal. NASA-SP-391, Wash. (D.C.), 1975. P. 113-127.

189. *Thomsen A.G.* Spatial simulation of snow processes // Nord. Hydrol. 1980. Vol. 11, N 5. P. 273-284.

190. *Todini E., Thomasino M.* The development of a snowmelt model for the Piave river basin // Environ. Syst. Anal. and Manag. Proc. IFIP WG 7.1 Work Conf., Rome, 28-30 Sept., 1981. Amsterdam e.a., 1982. P. 185-205.

191. *Turčan J.* Vyhodnotenie leteckých snímok snehovej pokrývky v povodí Bodrogu // Vodohospod. Čas. 1982. Roč. 30, č. 2. S. 186-195.

192. WMO project for the intercomparison of conceptual models of snowmelt runoff // Hydrological aspects of alpine and high mountain areas: Proc. Exeter Symp., July 1982. 1982. P. 193-202. (IAHS Publ.; N 138.)

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Г л а в а 1. Спутниковая и подспутниковая информация о снежном покрове горных водосборов	8
1.1. Определение характеристик снежного покрова по дистанционным данным	8
1.2. Оценки снегозапасов по результатам авиаизмерений и регистрации космических лучей	14
1.3. Способы обработки ТВ и ИК информации о заснеженности горного бассейна	19
1.3.1. Традиционные методы обработки и требования к спутниковым данным	20
1.3.2. Интерактивный способ обработки видеоинформации	29
1.4. Исследования снежного покрова по данным зондирования в микроволновом диапазоне	33
1.5. Сбор данных наземных наблюдений за снежным покровом с помощью ИСЗ	39
Г л а в а 2. Современные подходы к моделированию талого стока горных рек	41
2.1. Регрессионные модели	41
2.2. Концептуальные модели	46
2.3. Возможности применения в моделях данных дистанционного зондирования	64
Г л а в а 3. Построение модели формирования талого стока с использованием данных ИСЗ на примере водосборов северного склона Ферганской долины	70
3.1. Природные условия и гидрометеорологическая изученность исследуемых бассейнов	71
3.2. Методика расчета талого стока	76
3.2.1. Модель формирования снежного покрова и поступления воды на поверхность водосбора	76
3.2.2. Модель трансформации поступающей на водосбор воды в гидрограф стока в замыкающем створе	82
3.3. Анализ спутниковой информации и результаты ее использования в модели	88
3.4. Результаты полевых исследований формирования талого стока	108
3.5. Результаты моделирования стока с исследуемых водосборов	113
3.6. Резюме и выводы	121
Заключение	124
Литература	127

1 р. 40 к.

4859