



**СНЕЖНО-
ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЕ
РЕСУРСЫ БАСЕЙНА ВЕРХНЕЙ ОБИ
И ПРОГНОЗЫ СТОКА
ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ**

Томский ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового
Красного Знамени государственный университет им. В.В.Куйбышева

СНЕЖНО-ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЕ РЕСУРСЫ БАССЕЙНА ВЕРХНЕЙ ОБИ
И ПРОГНОЗЫ СТОКА ВЕСЕННЕГО ПОДОВОДЬЯ

Под редакцией доктора географических наук Д.А.Буракова

Издательство Томского университета

Томск-1986

Снежно-водно-ледниковые ресурсы бассейна Верхней Оби и прогнозы стока весеннего половодья. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1986. – 254 с. – 2 р. 300 экз. 1903032000.

В монографии обобщены многолетние гляциогидрометеорологические исследования бассейна Верхней Оби. На основе изучения синоптико-климатических условий формирования снежного покрова и речного стока рассмотрены возможности прогнозирования элементов весеннего половодья Верхней Оби и ее крупных притоков.

Приводятся новые карты снежного покрова, характеризуются запасы льдов и водный режим рек. Устанавливаются новые зависимости для прогнозирования параметров половодья.

Для гидрологов, гляциологов, метеорологов, географов и других специалистов, интересующихся гидрометеорологией Алтая.

Рецензент – доктор географических наук А.А.Земцов

С 1903032000 77-86
I77(012)-86



ПРЕДИСЛОВИЕ

История исследования оледенения, климата и гидрологии Алтая связана с именами профессоров Томского университета В.В.Саложникова и М.В.Тронова, изучивших главные ледниковые узлы Алтая – источники питания полноводных рек и индикаторы высокой увлажненности горных территорий. В работах М.В.Тронова развита общая теория взаимодействия климата, рельефа и оледенения – основа современной гляциогидроклиматологии. Первые карты снегонакопления Горного Алтая построены В.С.Ревякиным и А.Г.Чубенко [106, 110, 150]. Вопросы гидрологии этой территории получили освещение в трудах Н.М.Алущинской, А.М.Комлева, Ю.В.Титовой, Б.В.Фашевского, Б.М.Кривonosова, В.П.Галахова, Г.В.Коробковой и других исследователей. Разработка долгосрочных прогнозов стока весеннего половодья в бассейне Верхней Оби выполнена сотрудниками отдела гидропрогнозов Западно-Сибирского УГКС под руководством и при участии О.А.Истошиной и А.А.Харшана [55, 144, 145].

Возобновляемые ресурсы снега и льда являются основным источником водного питания рек бассейна Верхней Оби. В инженерной оценке наиболее существенных с точки зрения хозяйственной деятельности гляциогидрологических условий Горного Алтая (наводнения в речных долинах, лавины, наледи, снежные заносы, водные льды, почвенная влага) важнейшее место принадлежит изучению снежного покрова и ледников. В условиях разворачивающегося в бассейне Верхней Оби гидротехнического и мелиоративного строительства, а также для оперативного обслуживания предстоящих капитальных работ по созданию и управлению функционированием будущих систем переброски водных ресурсов все возрастающее значение имеют исследования снегового половодья и разработка моделей его прогнозов.

Настоящая монография является результатом обобщения многолетних гляциогидрометеорологических исследований Алтая. В ней продолжено изучение снежного покрова, ледников и речного стока и на этой основе разработана новая методика прогнозирования элементов весенне-летнего половодья для рр. Обь у г.Барнаула, Катунь у с.Сростки и Бия у г.Бийска.

Г Л А В А I

СИНОПТИКО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПЕРИОДА СНЕГОНАКОПЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРНО-АЛТАЙСКОЙ АВТОНОМНОЙ ОБЛАСТИ

Как известно, основным аргументом, определяющим характеристики весеннего половодья, являются снегозапасы или количество твердых осадков, выпавших в холодную часть года. Изучение же режима, географии снежного покрова должно производиться, как отмечает Г.Д.Рихтер [116], на широком синоптико-климатологическом фоне. В связи с этим целесообразно выявление указанного фона начать с анализа циркуляционных условий холодного полугодия над Западной Сибирью.

Горный Алтай, непосредственно прилегающий к Западно-Сибирской равнине, имеет с ней много общего в циркуляционных условиях и синоптических процессах.

I.1. Синоптические процессы

Общезвестно, что циркуляция атмосферы над Западной Сибирью определяется расположением района на западе северной части Азиатского материка. Западно-Сибирская равнина, открытая с севера, легко доступна воздействию арктических воздушных масс, отличающихся большой сухостью и низкими температурами [154]. Из районов Казахстана и Средней Азии сюда проникают тропические воздушные массы. Атлантический воздух приходит уже сильно трансформированным и нередко полностью перерождается здесь в континентальный [89].

Для холодного периода года на уровнях выше 2-3 км характерен западно-восточный перенос воздушных масс. Воздух, приходящий с Атлантического океана, охлаждается здесь в наибольшей степени, что способствует развитию антициклогенеза. Над восточной частью СССР в это время распространяется азиатский антициклон, самый крупный отрог которого направлен на Казахстан и низовье Волги, что в целом способствует чередованию над Западной Сибирью процессов вторжения холодного воздуха из Арктики и поступления более теплого континентального воздуха с юга и юго-востока по западной периферии азиатского антициклона. Указанные условия циркуляции способствуют формированию над Западной Сибирью контрастных высотных фронтальных зон, интенсивному развитию атмосферных процессов, в том числе и процессов осадкообразования [13,101].

В течение всего года над Западной Сибирью отмечается интенсивная циклоническая деятельность, причем нередко возникновение циклонов наблюдается непосредственно над ее территорией¹. Зона наибольшей повторяемости циклонов как по среднимесячным картам, так и в целом для всего года, расположена в центральной части Западной Сибири между 65-85° в.д. и 55-65° с.ш. Над Горным Алтаем, как указывается в [105], в переходные сезоны и особенно в начале зимы также отмечается усиление циклонической деятельности, чем и определяется наблюдавшийся в ноябре-декабре максимум снегонакопления. Второй максимум отмечается только в высокогорье в конце холодного периода (апрель-май).

Заметное влияние на циркуляцию атмосферы над Западной Сибирью оказывают меридионально ориентированные Уральские горы, которые сильно деформируют переваливавшие через них циклоны [89].

Рядом исследователей была предпринята попытка свести все многообразие циркуляционных условий и синоптических процессов над Западной Сибирью, в т.ч. Горным Алтаем, к определенным типам.

Для территории Алтае-Саянской горной области, имеющей и определенные отличия от общих для всей Западной Сибири закономерностей циркуляции, обусловленных сложной орографией, а также близостью расположения центра азиатского максимума давления, наиболее детально разработанными являются типизации Л.И.Бордовской и К.И.Поповой [12,93].

Типизация Л.И.Бордовской включает семь типовых ситуаций:

I - циклоны арктического фронта; II - циклоны полярного фронта; III - азиатский антициклон; IV - воздействие полярных и ультраполярных антициклонов; V - воздействие заключительных антициклонов; VI - юго-восточная периферия антициклона; VII - малоградиентное барическое поле.

Таблица I.I

Повторяемость (%) типовых ситуаций по Л.И.Бордовской
в холодное полугодие (ноябрь-апрель)

Тип ситуации	I	II	III	IV	V	VI	VII	Всего
Повторяемость	10,36	16,05	54,88	4,41	11,97	0,18	2,15	100

Из данных табл. I.I следует, что в холодное полугодие чаще всего наблюдаются ситуации, обусловленные азиатским антициклоном,

влиянием циклонов полярного фронта и воздействием заключительных антициклонов.

Типизация К.И.Поповой базируется на учете направления основного переноса воздушных масс в средней тропосфере (уровень 500 гПа поверхности) и характера барического поля. Всего выделено 8 типов процессов [93]. Наиболее часто встречающимися являются антициклонические типы: западный, юго-восточный и северо-западный. В отдельные зимы преобладают 2 или 3 типа синоптических процессов. Анализ погодно-климатических характеристик (температура воздуха и осадки) выявленных процессов показал, что в теплые зимы преобладали юго-западные. Зимы с набором из нескольких типов процессов по уровню температуры близки к нормальным. Аномально холодным зимам свойственна большая повторяемость (от 40 до 60% в.с.п. сезона) ультраполярных и северо-западных процессов.

Алтай-Саянская горная область, представляя собой орографическое препятствие на пути воздушных масс, характеризуется также активным проявлением процессов цикло- и антициклогенеза. Некоторые разновидности таких процессов рассмотрены в [14].

1.2. Осадки холодного периода

Главной причиной выпадения осадков, как известно, являются восходящие потоки воздуха, обусловленные прежде всего общим характером глобальной циркуляции и в основном связанные с циклоном, фронтами и термодинамической неустойчивостью атмосферы [79]. В свою очередь, на воздушные потоки, обусловленные глобальной циркуляцией атмосферы, накладываются местные потоки, определяемые свойствами подстилающей поверхности: изменением высоты в различных направлениях, изрезанностью рельефа, характером растительности и др. [135].

В Западной Сибири основная масса осадков холодного периода года выпадает на фронтальных разделах циклонов арктического фронта (по данным К.И.Поповой, до 55% общего количества). Территория Горного Алтая, кроме того, часто оказывается под влиянием циклонов полярного фронта.

В годовом ходе осадков зимний сезон в Западной Сибири отличается относительной сухостью, вследствие того что проходит на фоне высокого атмосферного давления и широкого развития процессов антициклогенеза, и определенной асимметричностью – в первую половину зимы в северных районах выпадает до 70% всего количества зимних

осадков. Апрель в Западной Сибири - наиболее засушливый месяц, общее количество дней с осадками в этом месяце - наименьшее в году [89,126]. В Горном Алтае, особенно в его внутренних районах, как показано в [105], формирование запасов снеговой влаги также происходит преимущественно в первую половину зимы, при этом доля осадков холодного периода составляет во внутренних районах 10-15% от годовой суммы, а на периферийных хребтах и склонах высоких хребтов - до 30-60%.

Особенности распределения осадков по территории Горного Алтая изучались многими исследователями исходя из конкретных задач и целей, стоявших перед ними [102,109,114,118,151 и др.]. Все исследователи едины во мнении, что Алтай в течение всего года является мощным конденсатором влаги. Наиболее увлажненными (по количеству осадков за год) являются согласно [105] район Западного Алтая, Прителецкий и Северо-Восточный районы, наветренные склоны Катунского и Теректинского хребтов (до 1000 мм), менее всего выпадает осадков в Юго-Восточном Алтае (около 200 мм в год). В то же время В.С.Ревякин и Б.В.Фадеевский считают указанные значения годовых сумм значительно заниженными вследствие недоучета ветрового выдувания зимних осадков. Так, согласно [114] при общем убывании твердых осадков от окраин Горного Алтая к юго-востоку их количество и доля в годовой сумме у подножья и на вершинах соответственно достигают: в Западном Алтае - 250-1200 мм (25-50%), в Северном и Северо-Восточном Алтае - 200-800 (20-40%), в Центральном Алтае - 150-1800 (25-100%), в Юго-Восточном Алтае - 30-800 мм (10-100%).

К настоящему времени построен ряд карт количественного распределения осадков по территории всего Алтая и отдельным хребтам [113, 131,151], но работу над построением таких карт в целом нельзя пока считать завершенной. Следует согласиться с К.И.Поповой, указывающей, что детальная карта осадков Горного Алтая может быть составлена с учетом стока рек, закономерностей изменения осадков с высотой по отдельным районам, соотношения границ леса и снеговой линии, характера растительности и др. [102].

1.3. Циркуляционные условия формирования фона осадков в сезон снегонакопления

Связь осадков холодного полугодия в Горном Алтае с синоптическими процессами рассматривалась В.Н.Барахтиным [7], К.И.Поповой и Н.В.Рутковской [101] и др. В [113] показано, что в месяцы с избытком осадков высотная фронтальная зона (ВФЗ) при всех типах при-

куляции ориентирована так, что Горный Алтай находится под центральной ее частью, в полосе максимальных барических и термических градиентов, а условия увлажнения обуславливаются циклонической деятельностью на арктическом и полярном фронтах. В сухие месяцы ВЗ имеет гребнеобразную форму и Алтай находится либо в верхней части высотного гребня, либо под его центральной частью, барическое поле у земли определяется сибирским антициклоном. Значительные осадки в Горном Алтае, как отмечается в [105], обуславливаются прохождением хорошо выраженных холодных фронтов с контрастами температуры 20° и более на 500 км на поверхности 850 гПа и связаны либо с западными, либо с северными вторжениями холодных воздушных масс в тылу циклонов.

Нами также была предпринята попытка оценить атмосферные условия различных по режиму осадков сезонов снегонакопления (октябрь-апрель) с использованием традиционных в синоптических исследованиях индексов и типизаций форм атмосферной циркуляции. Исходным материалом послужили сведения о месячных суммах осадков с октября по апрель на 46 станциях и постах Горно-Алтайской автономной области за 1951-1981 гг. Для характеристики циркуляционных условий в I-м естественно-синоптическом районе для тех же месяцев использованы значения индекса атмосферной циркуляции А.Л.Каца (для уровня 500 гПа), повторяемость макросиноптических процессов форм W, C, и E по типизации Г.Я.Зангенгейма-А.А.Гирса, а также число дней с антициклонической циркуляцией у поверхности земли в 3-м районе по Л.А. Вительсу.

Месячные суммы осадков использованы для расчета среднего по территории количества осадков для всего сезона снегонакопления ($\bar{S}_{\text{сез}}$):

$$\bar{S}_{\text{сез}} = \frac{\sum_{i=1}^n S_i}{n},$$

где S_i - сезонная сумма осадков по определенному пункту наблюдения;

n - число пунктов.

По величине $\bar{S}_{\text{сез}}$ сезоны подразделялись на "сухие" (с), "влажные" (в) и "норма" (н) с использованием принятых в синоптической практике критериев. Среднемноголетнее $\bar{S}_{\text{сез}}$ по рассматриваемой территории составляет 168 мм. В случае, если $\bar{S}_{\text{сез}}$ конкретного сезона было меньше этой величины на 20% и более, сезон считался сухим, если больше на 20% и более - влажным. Календарь сезонов представлен в табл. 1.2.

Всего за рассматриваемый период выделено по 7 сезонов с избытком осадков (в) и с недостатком их (с) и 16 сезонов - с осадками "норма". С крупными аномалиями, т.е. с отклонениями от нормы на величину, большую 1,26 (среднеквадратического отклонения), были сезоны 1957/58, 1965/66, 1968/69 гг. - влажные; 1954/55 и 1955/56 гг. - сухие. Представляет интерес наметившаяся тенденция повторения по два и более сухих сезонов подряд. Сезоны с избытком осадков, как правило, не повторяются.

Циркуляционные характеристики также были обобщены по сезонам, подсчитаны их сезонные значения (табл. I.2).

Ниже приводится анализ результатов использования упомянутых типизаций атмосферных процессов.

Типизация А.Л.Каца

В качестве количественных показателей циркуляции принята средняя интенсивность переноса массы воздуха в широтном и меридиональном направлениях, определяемая с помощью индекса J' [60]. Установлено, что при $J' > 0,75$ процесс является меридиональным (Мер.), при $J' < 0,75$ - зональным (Зон.). Оправдываемость данного правила около 98,5%. Чем больше по величине

J' , тем значительнее возмущено зональное поле и больше амплитуда волн ПВФЗ. При этом то или иное сочетание знаков зональных градиентов геопотенциала на средней для выбранного района широте характеризует, по существу, географическую локализацию меридиональных изгибов (или волн) ПВФЗ, по которым выделены 4 формы меридиональной циркуляции: западная (З), восточная (В), смешанная (С) и центральная (Ц).

Типовое описание барических и термических условий форм циркуляции по типизации А.Л.Каца применительно к территории Западной и Восточной Сибири выполнено И.Г.Храмцовой [147].

Среднегодовое циркуляция холодного полугодия в I-м естественно-синоптическом районе, к которому относится и исследуемая территория Горного Алтая, характеризуется согласно [98] зональностью. Зональные процессы имеют значительную повторяемость в марте и апреле.

Результаты проведенного нами анализа повторяемости форм циркуляции по типизации А.Л.Каца на материале последних тридцати лет не подтверждают указанную закономерность для сезона снегонакопления. Так, оказалось, что в 59,7% дней из общего их количества отмечалась меридиональная форма циркуляции и в 40,3% - зональная. Лишь в трех сезонах снегонакопления (1960/61, 1964/65, 1970/71 гг.)

Таблица 1.2

Фон осадков и повторяемость форм атмосферной
циркуляции за сезон снегонакопления, дни

Сезон снего- накоп- ления	Фон осадков			Типизация															
	Гор- ный Ал- тай	Зона			А.Л.Каца								Г.Я.Ванген- гейма -А.А. Гирса			Л.А. Ви- тель- са, №			
					J'	Зон.	Мер.	Δ*	Ц	С	З	В	w	C _r	Е				
		И	П	Ш															
1951/52	н	н	в	с	0,79	94	119	-25	21	32	35	31	57	53	103	168			
1952/53	с	н	н	с	0,84	98	114	-16	11	51	7	45	62	34	116	147			
1953/54	с	н	н	с	0,81	84	128	-44	61	30	19	18	45	60	117	145			
1954/55	с	с	с	с	0,77	96	116	-20	25	56	15	20	81	31	100	154			
1955/56	с	с	н	н	0,92	87	126	-39	43	40	29	14	58	52	103	150			
1956/57	н	с	н	н	0,78	62	150	-88	47	41	35	27	68	60	84	118			
1957/58	в	в	в	в	0,66	105	107	-2	27	51	19	10	67	58	87	117			
1958/59	н	н	н	в	0,76	97	115	-18	54	11	40	10	66	54	92	154			
1959/60	н	н	н	н	0,87	74	139	-65	33	27	43	36	13	66	137	145			
1960/61	н	н	н	н	0,65	144	68	+76	20	17	12	19	38	37	87	138			
1961/62	с	н	с	с	0,75	104	108	-4	45	44	6	13	62	71	69	153			
1962/63	н	н	н	н	0,76	106	106	0	17	25	39	25	42	80	90	162			
1963/64	н	н	н	н	0,78	102	111	-9	17	34	55	5	61	68	78	167			
1964/65	н	н	н	н	0,86	108	104	+4	14	43	17	30	46	80	86	174			
1965/66	в	в	в	в	0,71	101	111	-10	15	24	30	42	52	68	92	164			
1966/67	с	н	с	н	0,79	101	111	-10	20	40	17	34	34	34	144	172			
1967/68	с	с	н	с	0,69	85	128	-43	21	63	26	18	54	64	92	169			
1968/69	в	в	н	н	1,01	71	141	-70	49	13	41	38	35	48	129	158			
1969/70	н	н	н	н	0,72	99	113	-14	41	25	14	33	52	46	114	172			
1970/71	н	н	н	н	0,69	120	92	+28	19	45	14	14	40	55	117	166			
1971/72	н	н	н	с	0,71	103	110	-7	55	14	36	5	54	50	100	142			
1972/73	в	н	н	н	0,71	82	130	-48	26	42	39	23	60	50	102	164			
1973/74	н	н	с	н	0,63	60	152	-92	37	39	44	32	63	64	85	183			
1974/75	в	в	н	н	0,70	57	155	-98	24	45	35	51	49	38	120	201			
1975/76	н	с	н	н	0,77	45	168	-123	42	40	57	29	46	46	121	172			
1976/77	н	н	в	н	0,78	32	180	-148	54	41	24	61	22	20	170	145			
1977/78	в	в	н	н	0,63	69	143	-74	30	33	42	38	53	47	112	130			
1978/79	н	н	н	н	0,94	62	150	-88	38	37	35	40	56	39	107	90			
1979/80	н	н	н	н	1,07	45	168	-123	39	69	27	33	23	43	147	137			
1980/81	в	н	н	в	0,94	75	137	-62	26	70	24	17	64	39	109	117			

дней с зональной циркуляцией было больше, чем с меридиональными формами циркуляции, в сезон 1962/63 г. наблюдалось равное число дней с обоими типами.

Во все отмеченные сезоны наблюдался класс осадков "норма". Вообще необходимо отметить, что во вторую половину рассматриваемого периода резко возросла повторяемость форм меридиональной циркуляции. Так, после сезона 1967/68 г. не наблюдалось преобладания зональных процессов. В этот же период на территории Горного Алтая не отмечалось ни одного сезона снегонакопления с недостатком осадков. Из форм меридиональной циркуляции чаще всего встречается форма С, на втором месте - форма Ц, реже всего отмечается форма В.

В табл. 1.3 приводятся сведения о повторяемости типов циркуляции (дней в сезон) в различные по увлажненности сезоны.

Таблица 1.3

Повторяемость форм атмосферной циркуляции по А.Л.Кацу
в сезоны снегонакопления, дни

Циркуляция	Сезон		
	н	с	в
Зональная	84,7	93,6	80,0
Меридиональная	128,4	118,7	132,0
Ц	34,3	32,3	28,1
С	33,9	46,3	39,7
З	33,3	17,0	32,9
В	20,9	23,1	31,3

Наибольшее число дней с зональной циркуляцией приходится на сезоны с недостатком осадков (93,6 дня), менее всего - в сезоны с избытком осадков (80,0). Соответственно повторяемость меридиональных форм циркуляции наибольшая во влажные сезоны, наименьшая - в сухие (132,0 и 118,7 дня в сезон). Для случаев меридиональной циркуляции в сезоны с нормой осадков повторяемость форм Ц, С и З примерно одинакова и составляет около 33 дней в сезон, а форма В, как и в целом для всего периода, встречается реже (26,9 дня). В сезоны с недостатком осадков резко увеличена повторяемость формы С (46,3 дня) и

совсем редко отмечается форма З (17,0 дня). В сезоны с избытком осадков также чаще всего наблюдается форма С (39,7 дня), но и остальные формы встречаются часто и имеют примерно одинаковую повторяемость (30 дней).

Напомним, что при развитии в средней тропосфере процессов формы С территория Горного Алтая в целом находится в области между восточной периферией гребня, расположенного на востоке ЕТС, и ложбиной, занимающей Восточную Сибирь. Форма С для сезонов с избытком осадков и их недостатком отличается положениями осей гребня и ложбины. Так, недостаток осадков обуславливается попаданием территории Горного Алтая под влияние периферии гребня, занимавшего свое крайнее восточное положение по типовой схеме И.Г.Храмцовой, а в сезоны с избытком осадков он чаще оказывается под воздействием тыловой части ложбины.

Анализ среднемесячных для сезонов снегонакопления значений показал, что для сухих сезонов оно равняется 0,796, для сезонов (н) - 0,785, для (в) - 0,766, т.е. сезоны с недостатком (с) осадков и сезоны (н) мало отличаются друг от друга по величине J' .

На фоне общего для всех классов сезонов преобладания меридиональности процессов можно отметить наиболее сильное возмущение зонального переноса в I-м естественно-синоптическом районе в сезоны снегонакопления с недостатком осадков, а в сезоны с избытком осадков это возмущение заметно меньше.

Среднемесячное значение J' этих сезонов указывает на частое приближение циркуляции внутри сезонов к зональному типу. Действительно, в 70% сезонов (в) среднемесячное J' было $< 0,75$, т.е. наблюдалась зональность потоков в средней тропосфере.

Отметим, что внутрисезонное распределение исследуемых характеристик циркуляции (например, J') отличается многообразием. Подтверждается это, в частности, и результатами нашего анализа синоптической обстановки. Оказалось, что по сравнению с сезонами (н) и (с) в сезоны с избытком осадков территория Горного Алтая чаще попадает в зоны воздействия атмосферных фронтов. Одновременно в эти же сезоны наблюдается увеличение числа дней с отсутствием фронтальных разделов над исследуемой территорией. Таким образом, отмечается значительная концентрация случаев прохождения атмосферных фронтов в отдельные периоды влажных сезонов. Все это указывает на чрезвычайно сложную картину циркуляционных и синоптических условий формирования сезонного поля осадков исследуемой территории.

Типизация Г.Я.Вангенгейма - А.А.Гирса

Типизация разработана с учетом: а) направления перемещения барических центров и изаллобарических очагов в зоне умеренных широт; б) направления барических и термических градиентов в толще тропосферы; в) распределения аномалий приземного давления и температуры; г) направления ведущего потока на высотах.

Все виды процессов сгруппированы в три типа: западный (W), восточный (E) и меридиональный (C_г) [35] . При возникновении процессов типа W наблюдается зональный перенос воздушных масс, при типе E имеются две высотные ложбины (одна направлена с районов Гренландии на Европу, вторая - с Таймыра на Восточную Сибирь) и гребень на Европейской территории СССР; тип C_г характеризуется расположением высотных гребней над Центральной Европой и Западной Сибирью и ложбины над ЕС [52] . Формы E и C_г сходны по барической схеме с формами Ц и З по типизации А.Л.Каца.

В табл. I.2 и I.4 приводятся данные о повторяемости форм W , C_г и E в I-м естественно-синоптическом районе в рассматриваемый период.

Таблица I.4

Среднесезонная повторяемость процессов типов W , E и C_г

Сезон	Процессы		
	W	E	C _г
в	54,3	107,0	49,7
н	50,2	106,0	54,0
с	56,7	107,4	49,4
Σ	161,2	320,4	153,1
$\bar{x}$	25,4	50,4	24,2

В целом для всего периода характерно преобладание восточного переноса - процессов формы E (50,4% от общего числа случаев). Процессы типов W и C_г имеют примерно одинаковую повторяемость. Таким образом, подтвердились результаты, полученные по типизации А.Л.Каца - в среднем над территорией Горного Алтая в сезон снегонакопления преобладают меридиональные формы циркуляции. Эта же тенденция сохраняется и в различные по увлажненности сезоны, т.е., строго говоря, повторяемость форм W , C_г и E не может служить индикатором сезона по фону увлажненности территории Горного Алтая

атмосферными осадками. Объясняется это, видимо, тем, что каждая из рассмотренных форм циркуляции имеет несколько разновидностей (всего их, как известно, для всех трех форм 26), различающихся ориентацией высотных гребней и ложбин. Этим разновидностям форм соответствуют и различные синоптические условия увлажнения территории атмосферными осадками. Согласно схемам географического положения основных высотных (H_{500}) гребней и ложбин, приводимых в [36], Алтай в холодное время года будет находиться в зоне фронтальных разделов и ложбине при процессах форм E_3 , E_{M_2} и в слабо выраженной ложбине при процессах форм W_{M_1} (индексы 3, M_1 , M_2 — формы атмосферной циркуляции в арктическом секторе). А как указано выше, эти формы характеризуются в целом и наибольшей повторяемостью над исследуемой территорией в сезон снегонакопления, т.е. можно утверждать, что Горный Алтай в зимние периоды последнего тридцатилетия находится в условиях атмосферной циркуляции, относительно благоприятных для осадконакопления. Именно в этом, видимо, заключается одна из причин наблюдавшегося замедления темпов отступления алтайских ледников в последние 25 лет [104].

Число дней с антициклонической циркуляцией по Л.А.Вительсу

Величина N_{a2} является характеристикой приземного барикоциркуляционного режима в определенных районах, выделенных Л.А.Вительсом [20]. На юге Западной Сибири, относящемуся к 8-му району, в среднем в году преобладают дни с антициклонической циркуляцией. Кроме того, в ряде работ получены удовлетворительные зависимости между N_{a2} и аномалиями температуры воздуха и осадков в Западной Сибири [48]. Так, засухам Западной Сибири предшествует длительная устойчивая положительная аномалия барикоциркуляционного режима, охватывающая несколько сезонов.

Таблица 1.5
Среднесезонная повторяемость N_{a2}

Тип сезона	с	н	в
N_{a2}	155,7	152,0	150,1

В результате нашего исследования (табл. 1.5) оказалось, что для всех типов сезонов получились близкие по абсолютной величине N_{a2} , но, тем не менее, обнаруживается тен-

денция увеличения N_{az} в засушливые сезоны и уменьшения - в избыточно увлажненные. Улучшить связь можно, дифференцируя антициклонические ситуации по типу антициклона: азиатский максимум, заключительный или полярный антициклон и т.д., используя, например, типизацию Л.И.Бордовской [13]. Можно предположить, что в сухие сезоны антициклонические ситуации чаще были обусловлены воздействием азиатского максимума, в области которого циркулируют воздушные массы с малым влагосодержанием, а во влажные сезоны - чаще выходы заключительных антициклонов, юго-восточных периферий антициклонов.

1.4. Влияние подстилающей поверхности на формирование сезонного поля осадков

На следующем этапе исследования предпринята попытка учесть влияние орографии на формирование фона осадков сезона снегонакопления. Полагалось, что ориентация склонов по частям света - основной орографический параметр, влияющий на распределение осадков в Горном Алтае.

По направленности и средней абсолютной высоте (Н) водораздельных хребтов всю территорию Горного Алтая условно можно разделить на три зоны (рис. 1.1):

I зона - северная, хребты (Башелакский, Ануйский и др.) почти меридиональной ориентации со значениями Н, доходящими до 2500 м;

II зона - срединная, с север-западной ориентацией хребтов (Коргонский, Теректинский и др.), с Н до 3000 м;

III зона - южная, с широтной ориентацией хребтов (Катунский, Северо- и Южно-Чуйские, Курайский), с Н до 4500 м.

Отметим, что похожий вариант деления территории применен в [77].

В I зоне находятся 22 пункта наблюдения за осадками, во II - II, в III - 12 пунктов. Каждая зона имеет свои особенности воздействия на ход и интенсивность синоптических процессов. Так, при север-западном переносе I зона не представляет собой препятствия для перемещения воздушных масс и, следовательно, отсутствуют существенные изменения в процессах осадкообразования. По мере перемещения северо-западных масс к югу возрастает влияние орографического воздействия. Глубокое проникновение воздушных масс на территорию III зоны будет наблюдаться при западных потоках, а в I и II зонах в этом случае будет отмечаться увеличение количества осадков на наветренных по отношению к рассматриваемому потоку склонах. Аналогичный анализ может быть проведен для синоптических процессов других направленностей.

территории Горного Алтая, так и по каждой зоне в отдельности.

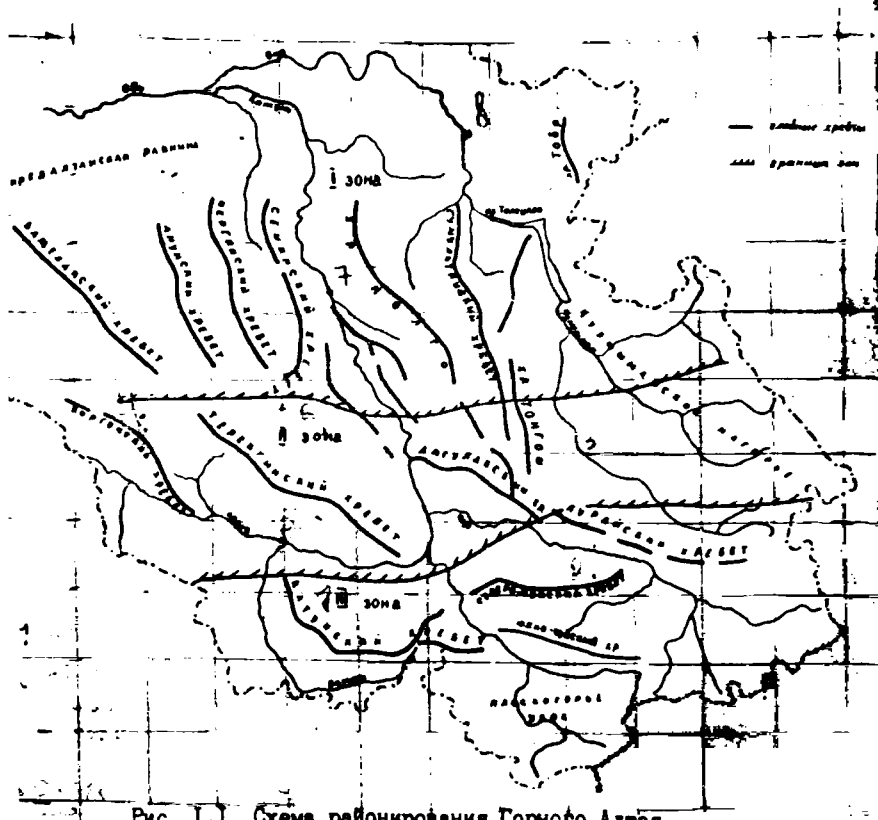


Рис. 1.1. Схема районирования Горного Алтая

В дополнение к уже полученным для всей территории были рассчитаны $S_{сез}$ по каждой зоне в отдельности*. Сезоны в них подразделялись также на сухие, влажные и нормальные.

В табл. I.6 приводятся основные статистические характеристики распределения осадков: среднее значение ($\bar{Cp}$), коэффициенты вариации

* Большая часть использованных пунктов наблюдений находится в долинах и на нижних частях склонов хребтов, поэтому величина $S_{\text{сез}}$ является условной, а не абсолютной мерой увлажненности территории.

(Cv) и асимметрии (As), среднеквадратическое отклонение (σ).

Таблица 1.6

Статистические характеристики

Территория	Характеристика			
	Ср.	Cv	As	σ
Горный Алтай	168,0	0,20	0,78	33,6
I зона	237,5	0,22	0,84	52,3
II зона	114,0	0,19	0,41	21,7
III зона	101,4	0,22	0,06	22,3

I зона характеризуется большим количеством осадков, чем II и III. Среднегодовое количество осадков за сезон здесь составляет 237,5 мм, максимум - 384,3 мм наблюдался в сезон 1965/66 г., минимум - 152,0 мм - в сезон 1955/56 г.

Для II и III зон получились близкие по своим значениям среднегодовые величины 114,0 и 101,4 мм соответственно, но III зона характеризуется несколько большим среднеквадратическим отклонением, такая же закономерность и в распределении Cv.

Анализ распределения $S_{сез}$ по территории внутри каждой зоны показал, что наблюдается в целом заметное уменьшение

его по мере перемещения с запада на восток. I зона характеризуется довольно пестрой картиной распределения $S_{сез}$. Основной максимум отмечается в бассейне правых притоков Бии, второй - в районе Горно-Алтайска, третий по интенсивности - на южной оконечности Телецкого озера. II зона имеет достаточно однородное распределение по территории. Небольшой максимум (интенсивностью 70-100 мм) отмечается на юго-западных склонах Теректинского хребта. В III зоне выделяются два максимума - один в районе Чуйских хребтов, второй, более интенсивный, в междуречье Катунь и Аргута.

Выявленные особенности распределения $S_{сез}$ находятся в полном соответствии с известным усилением по мере продвижения к югу, юго-востоку континентальности климата Горного Алтая.

В табл. 1.2 приводится по зонам календарь типов сезонов снежного накопления в зависимости от значений $S_{сез}$. В исследуемый тридцатилетний период в I и II зонах аномальными были 10 сезонов, в III зоне - 12, в целом для всей территории Горного Алтая - 14 се-

зонов. При этом аномальность одного знака во всех трех зонах наблюдалась лишь в сезоны 1965/66, 1957/58 гг. (избыток осадков) и в сезон 1954/55 г. (недостаток осадков). Кроме того, в 7 сезонах отмечалась повсеместно норма осадков.

Единичные случаи совпадения знака аномалии в двух соседних зонах наблюдались в следующие сезоны: 1968/69 г. — избыток осадков отмечен в I и II зонах, в 1961/62 г. наблюдался недостаток осадков как во II, так и в III зоне.

Таким образом, полностью идентичные режимы осадков во всех трех зонах отмечались лишь в 33,3% рассматриваемых сезонов, в 60% сезонов зоны существенно отличались по фону осадков.

Полученные результаты подтверждаются и значениями коэффициентов парной корреляции между осадками выделенных зон (табл. I.7). Коэффициент корреляции между $S_{сез}$ отдельных зон не превосходит значений 0,63.

Таблица I.7

Матрица коэффициентов парной корреляции между осадками

Территория		Горный Алтай	Зоны		
			I	II	III
Горный Алтай		I			
Зоны	I	0,968	I		
	II	0,690	0,59I	I	
	III	0,7I3	0,63I	0,378	I

Приведенный анализ свидетельствует о том, что исследование синоптических процессов также желательно проводить с учетом разделения территории на три зоны. Так, в сезоны с преобладанием влагонесущих потоков с севера и северо-запада избыточно увлажненной, видимо, может быть только I зона, II и III зоны в этих условиях и в зависимости от интенсивности процессов могут получить осадков в пределах нормы или меньше ее. В сезоны же с частыми выходами южных и юго-западных циклонов и переноса воздушных масс с юга, юго-запада и запада во II и III зонах может выпасть значительное количество осадков.

Орографическое влияние хребтов Горного Алтая на синоптические процессы может сказываться также в явлении местного циклогенеза (за счет деформации линии фронта), которое будет наблюдаться при перемещении фронтов с ССЗ и ЮОВ и наличии термобарического поля, благоприятного для усиления циклона.

При подходе циклонов (особенно молодых) к Алтайской горной системе с юго-запада и запада наблюдаются благоприятные условия для их сегментации. Эти условия связаны с дугообразной выгнутостью хребтов по отношению к юго-западным и западным потокам.

Центров будет два: первый на севере, второй - на юге от хребта. В целом же орографические возмущения атмосферной циркуляции над Горным Алтаем, по оценке Б.М.Кривоносова [75,76], отмечаются до высоты 6 км и отражаются на картах абсолютной топографии 500 гПа поверхности.

Особенностью циркуляционных характеристик (индексы, типы циркуляции) атмосферы является то, что они определены, как правило, для территории естественно-синоптического района. В масштабе же выделенных нами орографических зон Горного Алтая косвенным признаком атмосферной циркуляции может служить направление ветра, а следовательно, должны наблюдаться определенные отличия в направленности воздушных потоков у поверхности земли в различные по увлажненности атмосферными осадками сезоны снегонакопления. Заметим, что вопрос о связи увлажненности периода и направления ветра на исследуемой территории уже поднимался в научной литературе [121].

Таблица 1.8

Повторяемость направлений ветра (число случаев в сезон) по зонам

Зона	Направление ветра				Штиль
	СЗ,С	СВ,В	З,ЮЗ	Ю,ЮВ	
I	171,6	85,2	60,0	243,5	287,9
II	151,4	154,8	117,3	72,8	348,1
III	76,7	53,1	218,1	112,5	382,6

Для оценки такой связи нами использован материал наблюдений за направлением ветра за 4 основных синоптических срока в сезоны снегонакопления на 16 метеорологических станциях

Горного Алтая с 1961 по 1965 г. Все направления сгруппированы следующим образом: 1 - северное, северо-западное; 2 - северо-восточное, восточное; 3 - западное, юго-западное; 4 - южное, юго-восточное; 5 - штиль.

Из данных табл. 1.8 следует, что в I зоне преобладают южные и юго-восточные ветры, на втором месте - северные и северо-западные. Во II зоне преобладающими являются СЗ, С, СВ и В направления. Ветры южного и юго-восточного направлений наблюдаются здесь менее чем в 9% случаев.

III зона характеризуется частым повторением западных и юго-западных ветров и более редким - южных и юго-восточных. С продвижением от I зоны к III возрастает и число наблюдавшихся штилей.

Таблица 1.9

Повторяемость направлений ветра (число случаев в сезон)
по зонам в различные по увлажненности сезоны

Зона	Осадки сезона (фон)	Направление ветра				Штиль
		С, СЗ	СВ, В	З, ЮЗ	Ю, ЮВ	
I	н	168,0	80,7	58,0	244,2	297,6
	с	178,8	97,0	65,1	222,4	284,5
	в	190,8	92,8	65,0	268,8	231,0
II	н	150,7	153,4	117,8	73,5	350,1
	с	148,6	182,1	102,0	59,3	356,0
	в	164,3	135,6	124,4	78,1	349,6
III	н	68,3	48,3	216,3	103,5	408,0
	с	90,9	65,3	225,6	124,3	348,1
	в	90,9	42,9	220,0	118,7	375,3

В аномальные же по количеству осадков сезоны снегонакопления в I зоне (табл. 1.9) отмечается увеличение (по сравнению с сезонами "норма") повторяемости С, СЗ; СВ, В и З, ЮЗ и уменьшение повторяемости Ю, ЮВ ветров. В эти же сезоны отмечается уменьшение числа штилей. Наименьшим числом штилей характеризуются сезоны с избытком осадков. Максимальная повторяемость С, СЗ ветров отмечается во влажные сезоны.

Во II зоне максимум повторяемости С,СЗ ветров наблюдается также во влажные сезоны, минимум — в сухие. Такая же закономерность и в группе З,ЮЗ. Направления СВ,В наиболее часто повторяются в сухие сезоны, меньше всего — во влажные.

Минимум повторяемости Ю,ЮВ ветров приходится на сухие сезоны, частота их в сезоны "норма" и (в) примерно одинакова. Максимум штилей также приходится на сухие сезоны, повторяемость штилей в сезоны "норма" и (в) практически одинакова. В целом во II зоне все рассматриваемые группы направлений оказались информативными для деления сезонов по увлажненности.

В III зоне в аномальные сезоны резко увеличивается повторяемость С,СЗ и З,ЮЗ ветров. Кроме того, в сухие сезоны существенно больше, чем в сезоны "норма" и (в), повторяемость СВ,В и Ю,ЮВ ветров. Минимум штилей здесь приходится на сезоны с недостатком осадков, а максимум их — на сезоны (н).

Таким образом, исследуемые группы направлений ветра являются информативными для классификации сезонов снегонакопления по фону выпавших осадков. В целом подтвердилось предположение о том, что общий ветровой фон (повторяемость направлений ветра у поверхности земли) отражает в большей степени особенности орографии, но отдельные "всплески" сезонной повторяемости направлений ветра имеют, безусловно, циркуляционную природу и связаны с преобладанием определенных синоптических процессов. Полученные результаты свидетельствуют о целесообразности деления территории исходя из влияния орографии на синоптические процессы на три выделенные зоны. В зависимости от рассматриваемой метеовеличины в каждой из зон можно выделить еще и подзоны; например, при рассмотрении $S_{сез}$ учесть уменьшение его с запада на восток, а также наблюдающиеся различия $S_{сез}$ в отдельных пунктах зоны, зависящих в большей мере от особенностей мезо- и микрорельефа. Общим же для зоны является единый фон увлажнения, определяемый циркуляционными условиями и особенностями макрорельефа.

Таким образом, проведенное исследование позволило выявить определенные связи между циркуляционными условиями, синоптическими процессами и среднесезонным количеством осадков в Горном Алтае. Кроме того, показана роль орографии в формировании поля осадков по территории. Дала положительный результат попытка выделить направления ветра, наиболее благоприятные для формирования того или иного сезонного фона осадков. Полученные зависимости могут быть использованы при разработке прогностических рекомендаций.

1.5. Естественная тепловлагообеспеченность речных долин Горного Алтая

Вопросы изучения и определения ресурсов тепла и влаги, оценки естественных условий увлажнения и теплообеспеченности в сложных природно-климатических условиях Горного Алтая, а также анализ динамики почвенной влаги имеют большой практический интерес как для расчетов и прогнозов речного стока, так и для обоснования режимов гидромелиорации.

Для исследования естественной тепло- и влагообеспеченности речных долин использовался метод гидролого-климатических расчетов (ГКР) В.С.Мезенцева [83] .

Теплоэнергетические ресурсы, участвующие в процессе тепловлагообмена, и их водный эквивалент - максимально возможное испарение - определяются главным образом суммой положительных потоков радиационного баланса и турбулентного теплообмена [83] . Так как материалы актинометрических наблюдений здесь чрезвычайно ограничены, то для массовых расчетов этих составляющих теплоэнергетических ресурсов климата были применены эмпирические методики [83] .

В целом для годового интервала времени полный водный эквивалент теплоэнергетических ресурсов климата рассчитывался по зависимости

$$\bar{Z}_{mk} = 5,1 \sum t > 0 + 382 \text{ [мм]} , \quad (I.1)$$

где $\sum t > 0$ - сумма положительных среднемесячных температур воздуха [125] .

Внутригодовое распределение величины $\bar{Z}_{mk}$ выполнено пропорционально среднемесячным дефицитам влажности воздуха по зависимости

$$\bar{Z}_{mi} = \bar{Z}_{mk} \frac{d_i}{\sum_{i=0} d_i} \text{ [мм]} , \quad (I.2)$$

где d_i - среднемесячные дефициты влажности воздуха (мм).

В результате анализа расчетов величины $\bar{Z}_{mk}$ установлен характер изменения теплоэнергетических ресурсов климата с увеличением высоты местности. Для высот более 230 м получена эмпирическая зависимость

$$\bar{Z}_{mk} = 800 - 0,15 h , \quad (I.3)$$

характеризующаяся индексом корреляции $\rho = -0,965$ и критерием ка-

чества $S/6 = 0,26$. Зависимость (1.3) рекомендуется применять для бассейнов с незначительным оледенением.

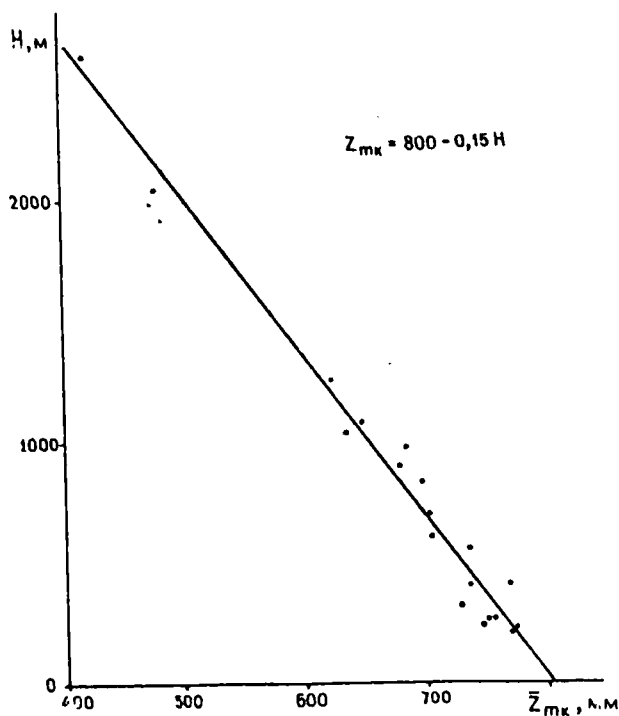


Рис. 1.2. График зависимости $\bar{Z}_{mk} = f(H)$

При расчете теплоэнергетических ресурсов процесса суммарного испарения была учтена поправка на таяние снега и мерзлоты $\Delta \bar{Z}_m$:

$$\bar{Z}_{mi} = \bar{Z}_{mk} - \Delta \bar{Z}_m, \quad (1.4)$$

где $\bar{Z}_{mi}$ - теплоэнергетические ресурсы процесса суммарного испарения; $\Delta \bar{Z}_m$ - поправка на таяние снега и мерзлоты, которая определялась по зависимости

$$\Delta \bar{Z}_m = 0,133 \left(\frac{\sum t < 0}{h + 20} V_3 W_{HK}^{0-100} + \bar{S} \right), \quad (1.5)$$

где $\sum t < 0$ - сумма отрицательных среднемесячных температур воздуха [125]; h и S - соответственно высота снежного покрова (см) и запас воды в нем (мм) [126]; $W_{нв}^{0-100}$ - наименьшая влагоемкость метрового слоя почвогрунта (мм); V_3 - относительная влажность почвы в зимний период в долях наименьшей влагоемкости, принималась равной 0,85.

Величина $\Delta \bar{Z}_m$ распределялась на период таяния снежного покрова и мерзлоты.

Величина эквивалента теплоэнергетических ресурсов процесса суммарного испарения $\bar{Z}_{ми}$ изменяется по территории от 380 до 720 мм/г. (табл. I.10).

Таблица I.10

Внутригодовой ход эквивалента теплоэнергетических ресурсов испарения $\bar{Z}_{ми}$, мм

Пункт	XI-III	IV	V	VI	УП	УШ	IX	X	У-УШ	Сумма за год
Бийск-Зональная	52	24	114	155	140	114	82	46	523	727
Турочак	63	35	94	147	133	100	64	35	474	671
Кызыл-Озек	82	30	105	136	124	96	75	55	461	703
с/х "Урожайный"	72	30	117	153	135	106	77	54	501	734
Яйло	140	40	62	96	96	90	73	57	344	654
Белокуриха	77	31	103	142	128	108	89	62	481	740
Солонешное	70	27	89	134	124	99	78	54	446	696
Чемал	127	50	84	114	108	95	80	64	401	722
Беля	142	45	68	100	98	68	78	66	354	685
Усть-Кан	80	56	69	81	98	82	74	46	330	586
Онгудай	64	35	85	129	107	92	75	45	413	632
Усть-Улаган	42	53	72	93	111	96	69	35	372	571
Усть-Кокса	51	30	106	128	114	99	76	44	447	648
Катанда	51	34	94	124	110	96	71	42	424	622
Кош-Агач	26	44	50	71	110	106	74	34	337	515
Кара-Тюрек	80	33	37	42	50	55	51	33	184	381
Аккем	72	35	50	55	67	61	61	37	233	438

Наибольших значений величина $\bar{Z}_{ми}$ достигает в нижнем течении Катуня и Енисей (700-720 мм). Бассейн Чуи характеризуется значениями $\bar{Z}_{ми}$ от 515 до 575 мм. Наименьших значений величина $\bar{Z}_{ми}$ достигает в условиях высокогорных станций Кара-Тюрек и Аккем (соот-

ветственно 381 и 438 мм), закономерно уменьшаясь с высотой.

В естественных условиях одним из факторов, определяющих увлажнение почвенного слоя, являются атмосферные осадки. В наших расчетах использовались средние многолетние годовые и месячные суммы осадков с поправками к осадкомеру, заимствованные из "Справочника по климату СССР" [126]. По данным табл. I.II можно проследить распределение осадков на исследуемой территории.

Расход тепла на процесс испарения характеризует климатические условия района. Расчеты месячных и годовых величин суммарного испарения выполнены по уравнениям связи метода ГКР на ЭВМ "Минск-32". В расчетах использовалась зависимость

$$Z = Z_{\text{ми}} \left[1 + V_{\text{ср}}^{-\gamma n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (I.6)$$

где Z - суммарное испарение за любой период времени (мм);

$V_{\text{ср}}$ - средняя за этот период влажность почвы в долях наименьшей влагоемкости; γ - параметр, характеризующий водно-физические свойства почвы; n - параметр, учитывающий физико-географические условия стока: уклон и шероховатость склонов водосбора.

Значения параметра γ определялись по рекомендациям [83]. Параметр n согласно [83] должен определяться по формуле

$$n = - \frac{0,301}{\lg(1 - \eta_0)}, \quad (I.7)$$

где η_0 - коэффициент стока в условиях полной соразмерности ресурсов тепла и влаги.

Из-за отсутствия данных о η_0 параметр n приходится аппроксимировать зависимостями, которые могут физически достаточно правильно отображать его сущность. В качестве косвенной характеристики шероховатостей склонов водосбора предлагается использовать показатель залесенности. Зависимость $n = f(l, f_A)$ имеет вид

$$n = \frac{3 + 0,01 f_A}{1 + l}, \quad (I.8)$$

где f_A - залесенность бассейна (%); l - средневзвешенный уклон водосбора (доли единицы).

В результате анализа данных о средневзвешенном уклоне и средней высоте водосбора был построен график $l = f(H_{\text{ср}})$ (рис. I.3), на котором четко выделяются три высотные зоны с различными градиентами средневзвешенного уклона по высоте. В табл. I.I2 приведены зависимости для каждой зоны, коэффициенты корреляции и критерии качества $S/6$.

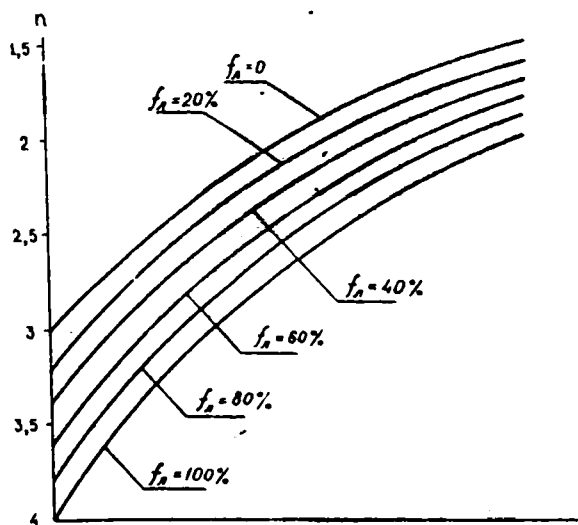
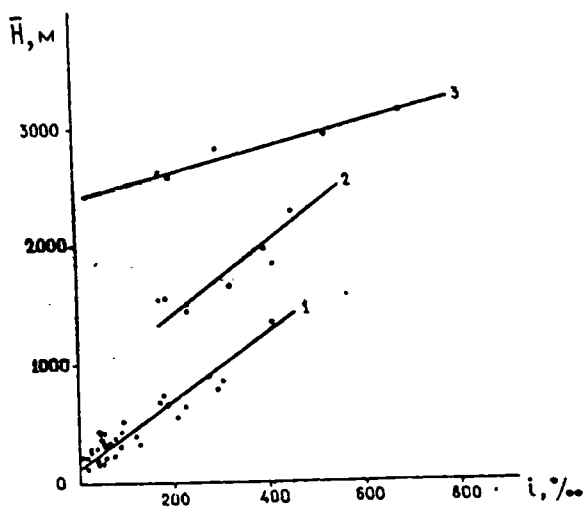


Рис. 1.3. Номограмма для расчета параметра n

На рис. I.3 графики зависимостей $i = f(H_{cp})$ и $n = f(i, f_A)$ выполнены в виде номограммы, что позволяет легко и быстро по известным средней высоте и залесенности водосбора определить значение параметра n

Таблица I.II

Нормы годовых и месячных сумм атмосферных осадков X , мм

Пункт	XI-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI-III	Сумма за год
Бийск-Зональная	205	43	52	64	73	66	57	65	255	625
Турочак	267	70	88	105	113	95	83	87	401	908
Кызыл-Озек	188	56	65	110	110	102	74	70	407	795
с/х "Урожайный"	199	52	63	71	77	73	56	71	284	661
Яйлю	194	74	120	137	141	142	94	81	540	983
Белокуриха	199	63	79	100	108	87	65	75	374	776
Солонешное	182	48	69	87	100	30	65	70	336	701
Чемал	88	32	68	89	109	91	48	36	357	561
Беля	121	35	73	90	89	87	52	37	339	584
Усть-Кан	47	30	51	64	73	60	36	28	246	391
Онгудай	53	19	44	65	75	68	34	21	252	379
Усть-Улаган	65	19	35	48	63	60	29	18	206	337
Усть-Кокса	101	30	57	73	88	82	46	40	300	517
Катанда	98	27	57	66	78	74	39	33	275	472
Кош-Агач	26	5	10	20	27	26	9	4	83	127
Кара-Тюрек	117	50	61	91	104	106	73	74	302	736
Аккем	128	42	81	90	96	90	54	47	367	628

Таблица I.I2

Зависимости $i = f(H_{cp})$

Высотная зона, м	Уравнение	r	S/σ
150-1400	$i = 0,375 H_{cp} - 43$	$0,938 \pm 0,02$	0,346
1400-2500	$i = 0,326 H_{cp} - 246$	$0,875 \pm 0,09$	0,45
2500-3200	$i = H_{cp} - 2424$	$0,978 \pm 0,02$	0,187

Внутригодовое и территориальное распределение суммарного испа-

рения можно проследить по данным табл. I.13. Годовые нормы суммарного испарения изменяются по территории от 123 мм (Чуйская степь) до 543 мм (ст. Белокуриха и Яйло) в зависимости от условий тепло-влажеообеспеченности деятельного почвенного слоя. В одних случаях (ст. Кош-Агач, Усть-Улаган) суммарное испарение ограничено сверху ресурсами влаги, в других (ст. Кара-Турек, Аккем) - теплоэнергетическими ресурсами.

Таблица I.13
Нормы месячных и годовых сумм суммарного испарения $\bar{Z}$, мм

Пункт	XI-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI-VIII	Сумма за год
Бийск-Зональная	37	22	102	113	83	64	47	30	362	498
Турочак	50	33	86	116	94	69	46	28	365	522
Кызыл-Озек	60	26	88	101	86	67	53	40	342	521
с/х "Урожайный"	53	27	104	106	85	64	47	37	359	525
Яйло	109	34	54	82	81	76	60	47	293	542
Белокуриха	55	27	89	108	90	73	59	42	360	543
Солонешное	51	24	76	101	86	66	52	38	329	494
Чемал	74	29	49	68	69	63	51	38	249	441
Беля	88	28	44	67	66	60	51	41	237	445
Усть-Кан	42	29	36	45	56	47	41	25	184	321
Онгулай	33	19	43	62	54	49	39	22	208	321
Усть-Улаган	22	29	38	47	55	49	34	17	189	291
Усть-Кокса	31	21	72	77	66	59	45	26	274	397
Катанда	31	24	63	74	63	56	40	24	256	376
Кош-Агач	6	11	12	17	27	26	17	7	82	123
Кара-Турек	67	29	33	38	45	49	44	29	165	334
Аккем	55	29	42	47	56	51	49	29	196	358

Внутригодовой ход суммарного испарения целиком и полностью подчиняется режимам поступления влаги и тепла к деятельному слою почвы.

Максимальное количество влаги почти повсеместно испаряется в июне, когда хорошо прогреты почва и воздух, а запасы влаги достаточны для обеспечения процесса суммарного испарения, и только на ст. Аккем, Кош-Агач, Усть-Кан и Усть-Улаган максимум испарения приходится на июль, а на ст. Кара-Турек даже на август.

Оценка естественной увлажненности и теплообеспеченности территории должна основываться на анализе сопоставлений имеющихся ресур-

сов тепла и влаги в природе. Поэтому в качестве комплексной характеристики тепловлагообеспеченности использовано отношение ресурсов влаги к ресурсам тепла [83] :

$$\beta_n = \frac{X + \Delta W}{Z_m}, \quad (1.9)$$

где X - атмосферные осадки за расчетный период; ΔW - изменение влагосодержания в почве; Z_m - теплоэнергетические ресурсы.

Расчеты величин β_n показали, что наименьшие значения относительного суммарного увлажнения ($\beta_n = 0,25-0,60$) приурочены к долинам рр. Чуя, Батшаус и Урсул (табл. 1.14). Близкие к оптимальным ($\beta_n = 1$) условия увлажнения имеет место на севере исследуемой территории (ст. Белокуриха, Солонешное, с/х "Урожайный"). В районах станций Яйлю, Турочак, Кара-Турек и Аккем наблюдается избыточное увлажнение, в 1,5-2,0 раза превышающее optimum.

Таблица 1.14

Относительное суммарное увлажнение β_n в средний год

Пункт	XI-III	IV	V	VI	VI	VII	VIII	IX	X	Среднее за год
Бийск-Зональная	0,83	1,46	1,45	0,88	0,65	0,61	0,62	0,73		0,86
Турочак	1,29	2,64	2,19	1,28	1,00	0,96	1,04	1,31		1,35
Кызыл-Озек	1,06	1,76	1,51	1,10	0,97	0,99	1,00	1,06		1,13
с/х "Урожайный"	0,98	1,41	1,40	0,91	0,71	0,67	0,69	0,79		0,90
Яйлю	1,23	1,58	1,81	1,66	1,55	1,55	1,47	1,43		1,50
Белокуриха	0,95	1,56	1,54	1,09	0,93	0,88	0,83	0,89		1,05
Солонешное	0,98	1,64	1,51	1,06	0,90	0,86	0,84	0,93		1,04
Чемал	0,72	0,70	0,72	0,75	0,83	0,89	0,83	0,75		0,78
Бея	0,79	0,80	0,86	0,89	0,90	0,93	0,87	0,78		0,85
Усть-Кан	0,63	0,61	0,63	0,68	0,71	0,72	0,67	0,65		0,67
Онгудай	0,62	0,63	0,60	0,56	0,59	0,64	0,62	0,58		0,60
Усть-Улаган	0,60	0,65	0,63	0,59	0,58	0,59	0,56	0,54		0,59
Усть-Кокса	0,80	1,00	0,95	0,77	0,73	0,76	0,74	0,75		0,80
Катанда	0,75	0,93	0,90	0,75	0,70	0,72	0,69	0,69		0,76
Кош-Агач	0,25	0,26	0,25	0,25	0,25	0,25	0,23	0,22		0,25
Кара-Турек	1,58	2,05	2,14	2,10	2,10	2,05	1,86	1,89		1,93
Аккем	1,19	1,45	1,58	1,60	1,55	1,51	1,33	1,27	1,43	

Весьма важное значение и с гидрологической и с гидромелиоративной точек зрения имеет исследование динамики почвенной влаги. Инст-

рументальные измерения влажности почвы на исследуемой территории практически отсутствуют. Поэтому в наших исследованиях влажность почвы рассчитывалась по зависимостям, учитывавшим ресурсы тепла и влаги, а также водно-физические свойства почвогрунтов [83] .

В табл. I.15 представлены средние месячные и годовые значения влагосодержания метрового слоя почвогрунта в долях наименьшей влагоемкости. Анализ этих данных показывает, что в районе станций Турочак, Яйлю, Кара-Тюрк и Аккем почва переувлажнена в течение всего года ($V_{ср} = 1,12 \div 1,28$). В Чуйской степи, напротив, влагосодержание в почве находится на уровне немногим выше влажности завядания ($V_{ср} = 50\%$ от наименьшей влагоемкости). Наибольшие значения почвенной влаги почти повсеместно приходятся на апрель-май. Только для станций Чемал, Бея и Усть-Кан максимум влагосодержания в почве приходится на август, что полностью согласуется с внутригодовым ходом величины β_n и обусловлено главным образом уменьшением теплоресурсов.

Таблица I.15

Средняя многолетняя влажность метрового слоя почвы в долях наименьшей влагоемкости $V_{ср}$

Пункт	XI-III	IV	V	VI	VI	VII	VIII	IX	X	Среднее за год
Бийск-Зональная	0,88	1,30	1,29	0,92	0,75	0,71	0,72	0,81	0,90	
Турочак	1,10	1,43	1,34	1,10	1,00	0,98	1,02	1,11	1,12	
Кызыл-Озек	1,02	1,22	1,16	1,03	0,99	1,00	1,00	1,02	1,05	
с/х "Урожайный"	0,92	1,28	1,27	0,94	0,78	0,75	0,76	0,84	0,93	
Яйлю	1,08	1,18	1,24	1,20	1,17	1,17	1,15	1,14	1,16	
Белокуриха	0,97	1,27	1,26	1,05	0,96	0,93	0,90	0,94	1,03	
Солонешное	0,99	1,22	1,18	1,02	0,96	0,94	0,93	0,97	1,02	
Чемал	0,85	0,84	0,85	0,87	0,91	0,95	0,91	0,87	0,88	
Бея	0,91	0,92	0,94	0,96	0,96	0,97	0,94	0,90	0,94	
Усть-Кан	0,82	0,81	0,82	0,85	0,86	0,87	0,85	0,83	0,84	
Онгула	0,79	0,79	0,77	0,75	0,77	0,80	0,78	0,76	0,77	
Усть-Улаган	0,77	0,81	0,79	0,77	0,76	0,77	0,75	0,74	0,77	
Усть-Кокса	0,88	1,00	0,97	0,86	0,83	0,85	0,84	0,84	0,88	
Катанда	0,86	0,97	0,95	0,87	0,84	0,85	0,83	0,83	0,87	
Кош-Агач	0,50	0,51	0,50	0,50	0,50	0,50	0,48	0,47	0,50	
Кара-Тюрк	1,18	1,30	1,33	1,32	1,32	1,30	1,26	1,27	1,28	
Аккем	1,07	1,15	1,18	1,19	1,18	1,17	1,11	1,09	1,14	

В результате выполненных исследований на рассматриваемой территории выделены четыре зоны: избыточного увлажнения и оптимальной теплообеспеченности (долины рр. Лебедь и Неня), оптимального увлажнения и оптимальной теплообеспеченности (бассейны рр. Ануй, Песчаная, Майма), оптимального увлажнения и недостаточной теплообеспеченности (район станций Кара-Турек и Аккем) и недостаточного увлажнения и оптимальной теплообеспеченности (долины рр. Чуя, Башкаус, Урсул). Районы станций Бийск-Зональная, Бея, Усть-Кан, Чемал, Усть-Кокса и Катанда отнесены к зоне оптимального увлажнения во влажные годы и недостаточного увлажнения в средние и сухие годы.

Г Л А В А 2

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ

Наиболее полное обобщение сведений о снежном покрове в бассейне Верхней Оби представлено в работе В.С.Ревякина и В.И.Кравцовой [110]. В ней приводятся варианты карт снеготаласов Горного Алтая на дату их максимума, построенные по зависимостям $h_{сн} = f(z)$ и на основе ландшафтной ситуации. И в том, и в другом варианте цена деления между изолиниями составляет 20 см в диапазоне высот снега от 0 до 100 см и 50 см в диапазоне от 100 до 300 см. Более дробное деление, по мнению авторов, неоправданно, так как в этом случае многофакторность зависимостей для выделенных ими районов становится неопределенной. В дальнейшем построенные карты уточнялись [106], а законченный вариант для всей Алтай-Саянской горной области в масштабе 1:3000000 можно будет найти в готовящемся к изданию "Атласе снежно-ледовых ресурсов мира".

На отдельные районы Горного Алтая имеются крупномасштабные карты. Так, для бассейна р. Кокса карта составлена А.Г.Чубенко [150], для района Телецкого озера - Г.Г.Собанским и В.В.Селегеем [122]. Составителями указанных карт использована зависимость величин снеготаласов от абсолютной высоты склонов. Естественно, что применение этих зависимостей ограничено небольшими районами.

2.1. Методика определения ежегодных снеготаласов в условиях сложной орoграфии

При исключительной пестроте распределения максимальных снеготаласов и недостатке фактических данных, особенно для верхних высотных зон, задача пространственной интерполяции результатов точечных измерений для горных территорий является одной из важнейших. В настоящее время для ее решения чаще всего используется зависимость таласа воды в снеге от высоты местности [3-9]. На основе исследований, проведенных в различных горных районах, доказано, что использование в расчетных моделях зависимостей той или иной гидрометеорологической характеристики от аргумента, ориентированного лишь на высоту, является некорректным. Указание на неправильность использования одной лишь высотной зависимости для расчета таласа горных рек можно найти, например, во многих работах В.Л.Шульца [158,159], где отмечается, что даже поверхностный анализ про-

цессов стока на территории горных районов позволяет установить наличие чрезвычайно глубокого и многогранного воздействия на них рельефа. Количество осадков и величина стока в горах являются, в первую очередь, функцией высоты, ориентации хребтов по отношению к влагонесущим потокам, доступности их этим потокам, уклонов водосборов, особенностей синоптических процессов, поэтому неверно сводить влияние рельефа только к вертикальной поясности [11, 15, 18, 54, 63] .

При определении осадков и стока по связям их с высотой при наличии большого числа пунктов наблюдений в каждом речном бассейне для любого склона и любой долины можно установить свои закономерности. В конечном итоге оказалось, что строить связи с высотой нецелесообразно вследствие их зависимости от местных факторов [25] . Число таких связей, уже установленных для Большого Кавказа, достигло 79 [21] , а в горах Средней Азии - 32 [157] , и это не предел.

Но существует и другой взгляд на этот счет: для гор такое явление закономерно и опасаться дифференцированных зависимостей не следует [22] . Необходимо отметить также и общее мнение о том, что использованию высотной зависимости присущ ряд безусловных недостатков. Во-первых, в большинстве случаев имеется редкая сеть наблюдений, а отсюда недостоверность получаемых для расчетов зависимостей. Во-вторых, степень кривизны получаемых зависимостей определяется очень малым числом пунктов наблюдений в верхних зонах. И, наконец, третий недостаток, отмеченный в [10] , - при заметной корреляции высоты и других орографических показателей первой (т.е. высоте) приписывается влияние вторых. Это принципиальный недостаток, т.к. в этом случае из анализа фактов распределения поля осадков автоматически исключается влияние других характеристик рельефа, оказывающих часто большее влияние, чем высота, и соответственно затрудняется правильность понимания и подхода к изучению механизма формирования поля осадков.

Из сказанного можно сделать вывод, что при существенной дифференцированности получаемых зависимостей весьма важной представляется задача создания методов оценки и расчетов, обладающих большей территориальной обобщенностью и обоснованностью в отличие от метода с использованием высотных зависимостей. Эта задача требует, прежде всего, выявления и количественного учета не только иных, помимо высоты, орографических характеристик, но и получения комп-

лексных показателей рельефа, а также учета особенностей мезомасштабной циркуляции атмосферных процессов, приносящих основное количество осадков на изучаемую территорию.

Одна из первых удачных попыток анализа влияния орографии на распределение осадков была предпринята Спрингом [78, с. 56], который сезонные их величины коррелировал с абсолютной высотой, крутизной, ориентировкой и экспозицией склонов, учитывая при этом поралонные различия в орографии. Для условий Главного Кавказского хребта еще в 1953 г. Е.Я.Шербаковой был сделан вывод, что "фактически на подветренном склоне изменение мощности снежного покрова зависит не от высоты, а от расстояния от перевала". [160, с. 207]. Работы по снежному покрову и осадкам холодного периода, проведенные в последнее время в горах Приморья [32,33,117], Карпатах [139], Саянах [4] и особенно в горах Средней Азии [10,34,95,128], а также в горных районах других стран, показали наличие тесных зависимостей осадков и стока от таких характеристик рельефа, как высота барьера на пути влагонесущего потока к пункту наблюдений, расстояние до этого барьера, крутизна и ориентация склонов по отношению к влагонесущим воздушным массам и ряд других, объединяемых под понятием факторов гидрометеорологической доступности. Как показывают результаты работ в горных районах Средней Азии [1.9], наиболее тесные зависимости получаются при использовании не отдельных характеристик рельефа или даже ряда их, а при объединении их в комплексные показатели, характеризующие те или иные особенности речных бассейнов: форму, протяженность, степень экранированности от основных влагопотоков, положения бассейна в горной системе и др.

В этой связи для Горного Алтая была предпринята попытка подучить более достоверные зависимости максимальных снегозапасов от комплексных показателей рельефа с учетом выводов, полученных в вышеперечисленных работах.

Для решения поставленной задачи нами использованы материалы по двум имеющимся в бассейне верхней Катунь снегомерным маршрутам со снегопунктами - Кайтанакскому и Мультинскому с рядами наблюдений соответственно 13 и 6 лет, снегомерного маршрута в бассейне Белой Берёлы, ряд наблюдений на котором составляет 25 лет, а также данные разовых снегосъемок и дистанционных снегомерных реек в бассейнах Озерной, Красноярки, Бирюксы, Банной, Хайдуна, Карагая, Мульты и Катунь. Для всех снегопунктов и дистанционных снегомерных реек с карты масштаба 1:100000 был получен ряд характеристик и

комплексных показателей рельефа: удаленность пункта наблюдений от барьера на пути основного влагопотока к нему (L), относительная высота этого барьера (ΔH), показатели в виде отношений L/H , $L/\Delta H$. Наиболее тесная связь получилась при использовании показателя в виде отношения L/H , где L — расстояние снеготочка до барьера, а H — абсолютная высота снеготочка. Расстояние от каждого снеготочка до барьера на подветренном склоне измерялось по юго-западному румбу до наиболее высокой точки в пределах системы хребтов на этом направлении, т.е. в направлении основного влагопереноса в зимний период. При этом если на пути воздушного потока имелся не один барьер (хребет), а два и более, то расстояние измерялось также в юго-западном направлении до наиболее высокой точки независимо от того, на каком барьере она находится. Для наветренных склонов расстояние измерялось в северо-восточном направлении. С точки зрения динамики взаимодействия воздушного потока с наветренным склоном здесь возможны, очевидно, и другие способы измерения расстояний, что нами пока не проверено. Таким образом, в отличие от способа измерения расстояний, примененного Л.Ф.Богдановой и М.И.Геткером [10], расстояние измерялось нами не обязательно до водоразделов (барьеров) первого порядка, а до наиболее высоких, которые не всегда являются водоразделами первого порядка, но оказывают наиболее "возмущающее" влияние на воздушные потоки и соответственно на процессы осадкообразования. Приближение пунктов наблюдений к гребням наиболее высоких хребтов сопровождается увеличением количества осадков, и наоборот.

Анализ зависимостей вида $h = f(L/H)$ (см., например, рис. 2.1) позволяет сделать следующие выводы:

1. Связь максимальных снегозапасов с величиной индекса значительно теснее, чем с абсолютной высотой местности. При использовании подобного показателя орографии в условиях Тянь-Шаня полный коэффициент корреляции по [10] изменяется от 0,74 до 0,91.

2. Использование орографического индекса позволит, возможно, заметно снизить дифференцированность получаемых зависимостей и при этом точность расчетов не уменьшится. Данный вывод вытекает из анализа зависимости на рис. 2.1. Кайтанакский снегомерный маршрут проходит по бассейнам трех рек: Катунь, Красноярка, Кайтанака, и характер кривой при этом не меняется, а теснота связи остается высокой. Как показывают предварительные результаты, при соответствующей классификации речных бассейнов по характеру их экранирован-

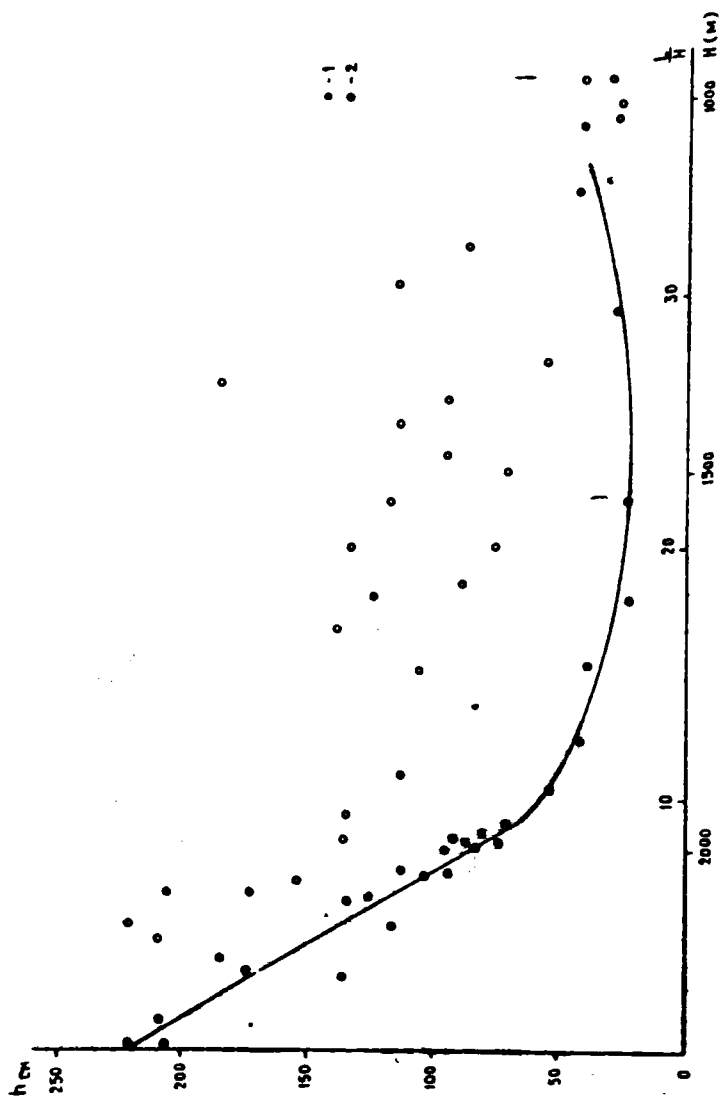


Рис. 2.1. Зависимость максимальной высоты снежного покрова от орографического индекса L/H (1) и абсолютной высоты (2), в бассейнах Кайтанака, Красноярск, Катунь (подветренный склон)

ности с определенной степенью точности возможно выделить речные бассейны с практически одинаковым характером распределения снежно-го покрова.

3. Характер зависимости максимальных снегозапасов от орографического индекса для каждого бассейна как на наветренных, так и на подветренных склонах не меняется в годы различной снежности. Различие заключается в том, что кривая изменения снегозапасов в годы высокой снежности проходит несколько выше, а в малоснежные - несколько ниже среднеоголетней кривой. Точка же "резкого перелома" кривой в любом случае отмечается при одном и том же для каждого бассейна значении орографического индекса. Таким образом, для каждого бассейна можно точно определить зону высокой снежности, что позволит более достоверно рассчитать градиенты изменения максимальных снегозапасов по высотным зонам.

4. Полученные графики показывают наличие зоны высокой снежности не только на наветренных, но и на подветренных склонах, хотя длина ее на подветренных склонах в два раза меньше, чем на наветренных. Существование зоны высокой снежности на подветренных склонах в данном случае нельзя отнести за счет ветрового перераспределения. Наличие ее имеет другое физическое объяснение. Как известно, уменьшение количества осадков на подветренной стороне объясняется меньшим влагосодержанием перевалившей хребет воздушной массы и нисходящим характером потока. Но если учесть, что воздух, проходящий над хребтом, не опускается непосредственно за ним, а продолжает еще подъем на некотором расстоянии после прохождения гребня (в чем и заключается эффект перевала), тогда станет понятным существование этой зоны.

Наличие ее можно объяснить также исходя из [148], где показано, что при набегании воздушного потока на препятствие возникают дополнительные вертикальные скорости, которые распространяются не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. При этом воздушные потоки затухают по мере удаления от хребта. Исходя из изложенного можно сделать вывод, что меньшая снежность подветренных склонов является следствием главным образом общего уменьшения влагосодержания в перевалившей хребет воздушной массе.

5. Горизонтальная протяженность зоны высокой снежности на подветренных склонах составляет 9-14 км. Такая ее протяженность объясняется, возможно, тем, что именно в этих пределах согласно исследованиям И.З.Пинуса и С.М.Шметера [96] находится зона наиболее

интенсивных турбулентных движений орографического происхождения. По их данным, горизонтальная протяженность этой зоны равна 10-15 км. Существенно большая протяженность зоны высокой снежности в бассейне р.Хайдун объясняется, видимо, особым положением этого бассейна - он подвержен влиянию влаготоча не только юго-западного, но и западного направления, подходящего к бассейну Хайдуна по долине р.Ульба, а возможно, это следствие больших скоростей набегающего воздушного потока в этом районе.

На наветренных склонах (бассейны Озерной и Белой Берели) горизонтальная протяженность зоны высокой снежности равна соответственно 7 и 11 км.

6. Горизонтальная протяженность зоны высокой снежности на подветренном склоне с запада на восток постепенно уменьшается от 24 км (р. Хайдун) до 14 (р. Актру, Северо-Чуйский хребет). Если не принимать во внимание бассейн р. Хайдун с его аномальной, в силу вышеуказанных условий, зоной снежности, то можно сказать, что в целом протяженность ее изменяется в небольших пределах, но уменьшение к востоку является, очевидно, закономерным. Для наветренных склонов для каких-либо выводов о горизонтальной протяженности зоны высокой снежности данных пока недостаточно. В качестве примера использования установленных зависимостей попытаемся рассчитать максимальные снеготопасы в верховьях р. Катунь (по замыкающему створу Тонгур, рис. 2.2). Рассмотрим исходную информацию, принятую в расчетах. Во-первых, что наблюдения по Кайтанакскому снегомерному маршруту (с зимы 1967/68 по 1979/80 г.) и по 60 дистанционным снегомерным рейкам (1971-1975 гг.). Во-вторых, наблюдения Алтае-Саянской гляциологической экспедиции в бассейне Мульта (1970-1975 гг.). Кроме того, использовались материалы снегомерных работ Казахского УГКС по Берельскому маршруту (с зимы 1967/68 по 1979/80 г.).

Продолжительность рядов наблюдений перечисленных выше данных различна.

Поскольку наблюдения по дистанционным снегомерным рейкам весьма непродолжительны, нахождение среднего производилось следующим образом. При помощи коэффициентов снежности, определяемых по материалам снегосъемок соответствующего оросиноптического района, снеготопасы за конкретный год приводились к средним многолетним. Исправленный среднемноголетний максимальный снеготопас находился как среднее арифметическое из приведенных значений (объяснение



Рис. 2.2. Оротографическая схема района исследований (горизонтали проведены через 500 м).
Гидрометеостанции: 1 - Усть-Кокса, 2 - Катанда, 3 - Кара-Тюрек, 4 - Аккем;
гидрометеопосты: 5 - Абай, 6 - Терехта, 7 - Кучерла, 8 - Тонгур, 9 - Нижний
Уймон. Условные знаки: 1 - снегомерный маршрут; 2 - район установки дистанци-
онных снегомерных реек; 3 - отдельная снегомерная рейка (дистанционная)

термина "оросиноптический" район будет дано ниже). В результате обработки материалов в нашем распоряжении оказались среднегодовые максимальные снегозапасы по 41 снегопункту и 45 дистанционным снегомерным рейкам со стандартной ошибкой ($6/\sqrt{n}$), не превышающей 20% от среднего многолетнего значения.

После группировки полученных данных были построены зависимости среднегодовых максимальных снегозапасов от показателя L/N , отдельно характеризующие наветренные и подветренные склоны. Анализ материалов наблюдений показал, что более тесные связи получаются, если склоны разделить в зависимости от высоты орографического барьера (рис. 2.3). Отдельная зависимость получена для бассейнов Красноярки и верховьев Бирюксы. Очевидно в последнем случае определенную роль играет подход влагонесущих масс к орографическому барьеру, высота которого для данного оросиноптического района менее 2000 м и на пути влагонесущих потоков нет крупных орографических препятствий.

Остановимся на методике построения карты среднегодовых максимальных снегозапасов. В первую очередь в исследуемом бассейне выделяются орографические барьеры. Выделение их проводилось с использованием космических снимков в период снеготаяния (рис. 2.4). Было принято, что орографическими барьерами являются те поднятия, которые дешифруются как зоны максимальной снежности. Разрешающая способность телевизионных снимков вполне позволяет провести подобное выделение [45]. В зависимости от высоты орографических барьеров и положения склона по отношению к влагонесущим потокам бассейн разбивался на 5 районов, соответствующих выделенным кривым $\bar{W} = f(L/N)$ (по предложению М.И. Геткера они названы оросиноптическими районами). Далее весь исследуемый бассейн был разбит сеткой со стороной квадрата 4 км. Длина шага сетки должна отражать основные изменения орографии, т.е. быть равной максимум половине линейных размеров тех орографических единиц, которые вызывают изменение в снегонакоплении [84]. В узлах сетки определялись значения L и N (км). Причем L измерялось строго в юго-западном направлении. Имел L и N и зависимости $\bar{W} = f(L/N)$ для выделенных оросиноптических районов, строили поле точек максимальных снегозапасов, по которому и проводилась соответствующая интерполяция. Полученная карта среднегодовых максимальных снегозапасов на конец марта (рис. 2.5) имеет расхождение с картой, полученной Б.С.Ревякиным, что в принципе и следовало ожидать.

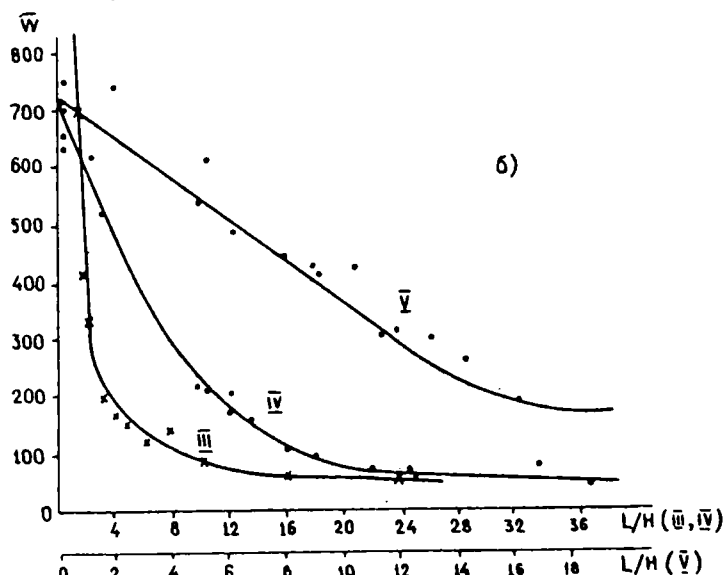
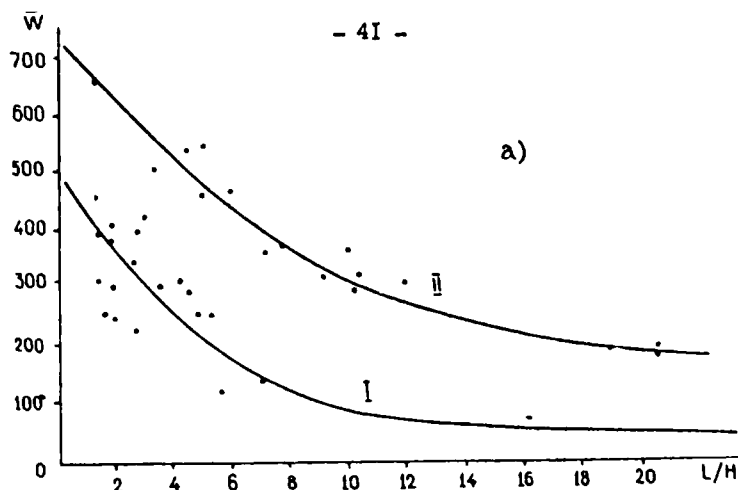


Рис. 2.3. Зависимость среднеголетних максимальных снегозапасов ($\bar{W}$) для орографических районов от орографического коэффициента (L/H); а - наветренные склоны: I - барьер менее 2500 м; II - барьер более 2500 м; б - подветренные склоны: III - барьер более 2500 м; IV - барьер менее 2500 м; V - бассейн Красноярск и верховья Бирюксы

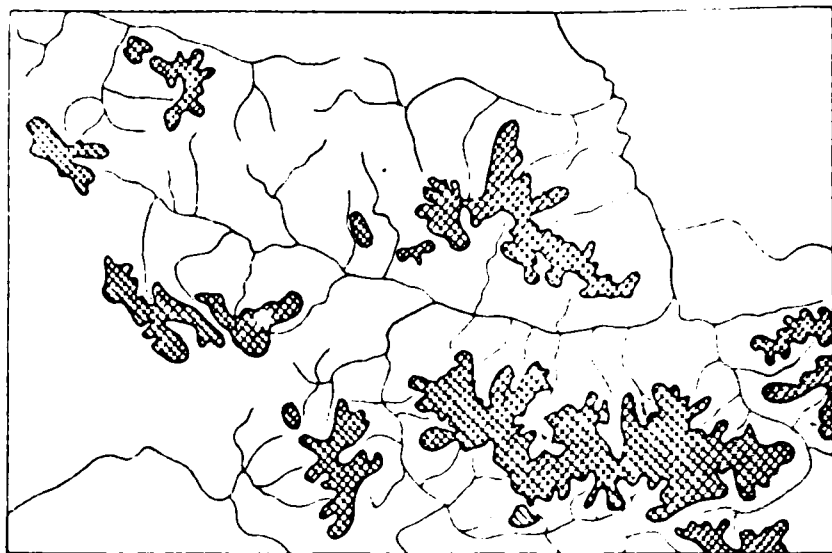


Рис. 2.4. Положение сезонной снеговой границы
на 18.01.1978г.



Рис. 2.5. Схематическая карта
средневековых мак-
симальных снегозапасов
бассейна Катунь до ство-
ра Тонгур; 1 - выделе-
нные орографические барь-
еры; 2 - реки; 3 - изо-
линии снегозапасов, мм

Отметим один вывод, полученный в результате анализа зависимости $\bar{W} = \{ (L/N) \}$: оледенение на наветренных склонах (в нашем случае это склоны южной экспозиции) не должно существовать, т.к. для этих склонов максимальная величина снегозапасов равна 750 мм. Оледенение возможно лишь на склонах северной экспозиции на хребтах с высотами более 2700 м, где в пригребневой зоне максимальные снегозапасы достигают 1250 мм. Те ледники наветренных склонов, которые существуют на Алтае, как правило, имеют свой орографический барьер длиной не менее километра (высота его соизмерима с высотой главного барьера) и расположены за ним, т.е. являются также "подветренными" для своих микроусловий (например, ледник Большой Таймений в т.р. Озерная). Мнение, что на наветренных склонах выпадает больше снега, не совсем верно. По абсолютной величине на подветренных склонах хребтов в узкой пригребневой полосе снегозапасы существенно больше, чем на наветренных. Причем происходит это не за счет метелевого переноса снега с наветренных склонов на подветренные, а в силу неизвестных нам процессов, происходящих во фронтальных разделах при пересечении орографических поднятий. Это увеличение в наших условиях почти не проявляется при высотах до 1500 м. При орографических поднятиях 2000 м в пригребневой зоне наветренных склонов выпадает немногим более 500 мм, на подветренных - 750 мм. Особенно хорошо видна эта разница в альпийском рельефе при высотах 3000 м: на наветренных склонах выпадает 750 мм, на подветренных более 1200 мм. Однако ширина зоны повышенной снежности на подветренных склонах не превышает полукилометра, в то время как на наветренных ее длина равна нескольким километрам.

Расчет ежегодных максимальных снегозапасов

Если бы мы обладали достаточной информацией о величине снегозапасов в каждой конкретной оросиноптической зоне за исследуемый нами ряд лет, то наиболее простым способом определения ежегодных снегозапасов было бы построение за эти годы по материалам непосредственных наблюдений зависимостей $W_1 = \{ (L/N) \}$. В нашем случае по материалам ежегодных снегосъемов на снегомерных маршрутах за весь расчетный период (1963-1980 гг.) мы можем оценить лишь зависимости по IY и У оросиноптическим зонам и нижнюю часть кривой по I оросиноптической зоне начиная с L/N , главной порядка 9,0. По II оросиноптической зоне оценка ежегодных снегозапасов мо-

жет быть проведена лишь за 1970-1975 гг. Поэтому необходимо найти какой-то равноценный по точности способ интерполляции материалов наблюдений на снегомерных маршрутах с учетом построенной карты среднеоголетних снегозапасов. Во-вторых, на некоторые районы Горного Алтая есть карты среднеоголетних максимальных снегозапасов, полученные другими способами (например, по зависимостям

$W = f(H)$ [106, 122, 150], ландшафтными [110] и эколого-ботаническими методами) и соответственно необходимо найти достаточно корректный способ перехода от них к расчетам ежегодных максимальных снегозапасов. В этом последнем случае наиболее простым способом перехода от среднеоголетних максимальных снегозапасов к ежегодным является использование коэффициентов снежности, которые представляют собой отношение снегозапасов данного года к среднеоголетним.

Однако в действительности за каждый конкретный год величина колебаний коэффициента снежности даже по исследуемой территории весьма значительна. Например, может наблюдаться спектр колебаний за один год на одном снегомерном маршруте от 1,0 до 1,9. Поэтому для выяснения, как меняется коэффициент снежности, был предпринят корреляционный анализ величины максимальных снегозапасов на снегомерных маршрутах. Этот анализ показал следующее. Наибольшие коэффициенты корреляции (0,85-0,95) наблюдаются на соседних снегопунктах. Но если взять снегопункты даже на одном снегомерном маршруте, то с удалением их друг от друга величины коэффициентов корреляции начинают резко убывать, достигая минимальных значений - 0,50-0,60. Высокие коэффициенты корреляции ежегодных максимальных снегозапасов получаются в случае, если снегопункты находятся в одинаковых ороснооптических зонах и величина их среднеоголетних максимальных снегозапасов примерно соизмерима. Величины коэффициентов корреляции при $\bar{W}$ до 100 мм изменяются в пределах 0,70-0,75, а при $\bar{W}$ более 100 мм увеличиваются до 0,85 (рис. 2.6). Причем угол наклона зависимости равен 45° , т.е. величины снегозапасов в этих точках в первом приближении можно принять равными. Разумеется, поскольку изменение снегозапасов от снегопункта к снегопункту идет синхронно, то, очевидно, можно найти такие снегопункты, взаимосвязь между которыми будет лучше (рис. 2.7), чем это показано на рис. 2.6. В этом случае перенос снегозапасов из одного района в другой должен быть сделан с соответствующим поправочным коэффициентом, определение которого усложнит решаемую задачу.

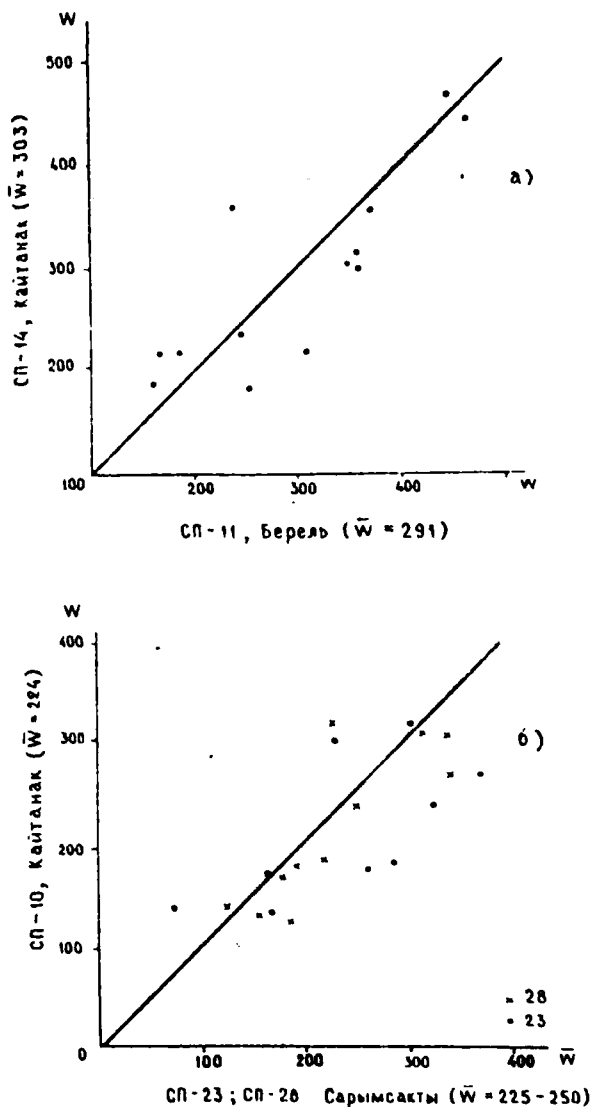


Рис. 2.6, а, б. Зависимость снегозапасов на различных снеготочках в однотипной орсиноптической зоне при примерно равной величине средне-многолетних снегозапасов

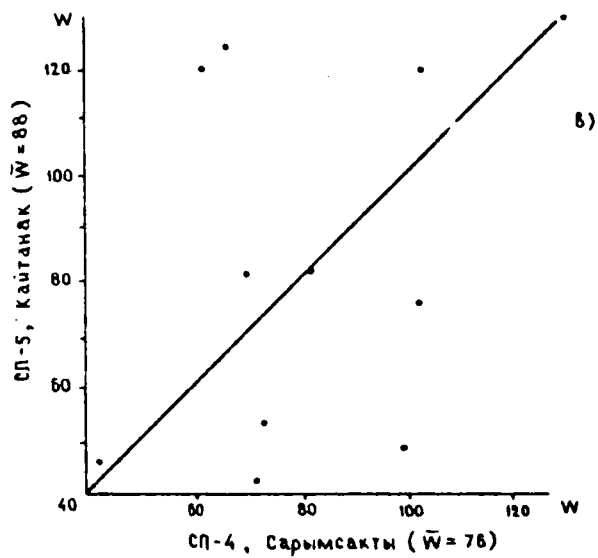


Рис. 2.6, в. Окончание

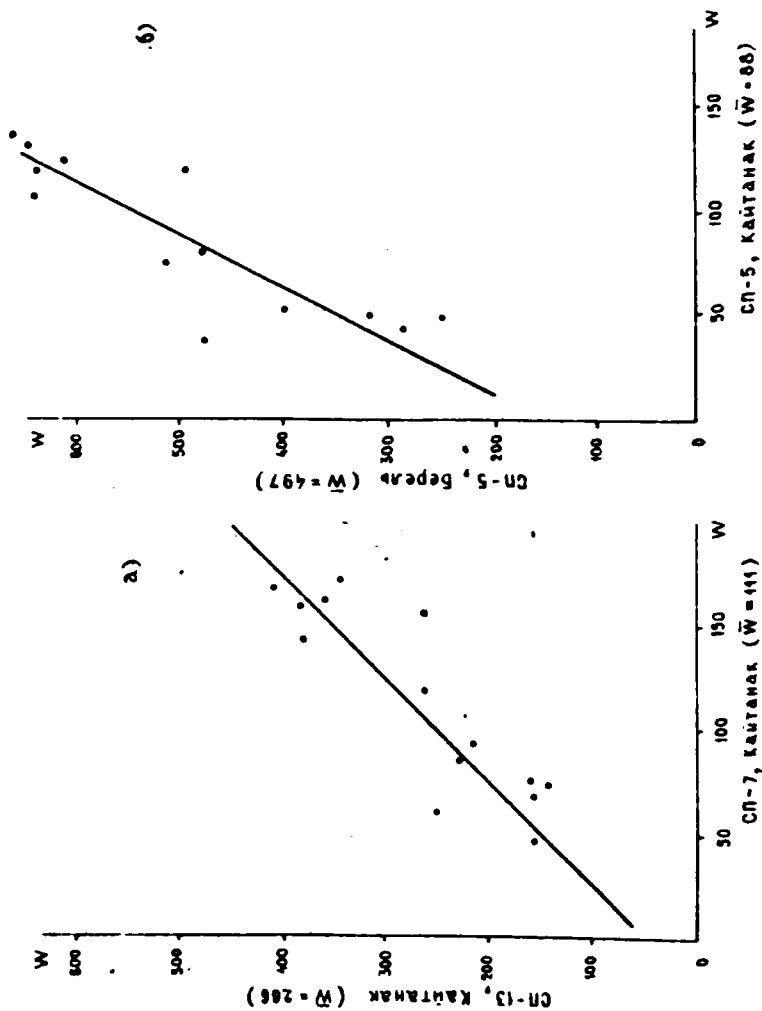


Рис. 2.7. Зависимость снегозапасов на различных снеготочках

И второе - чаще всего такие взаимосвязи, как показано на рис. 2.7, найти невозможно.

Поэтому была сделана попытка увязать снегозапасы конкретного года с коэффициентом снежности этого же года. Как видно из рис. 2.8, такие взаимосвязи существуют, однако применительно к практике расчетов их можно использовать лишь для нахождения среднегоголетнего по измерениям в дополнительных точках за отдельные годы. При этом для нахождения коэффициентов снежности по единичным измерениям должна быть использована уже достаточно обоснованная зависимость $K_{снi} = f(W_i)$. Очевидно, такое использование коэффициентов снежности возможно при определении среднегоголетнего в наблюдениях по дистанционным снегомерным рейкам, где, как правило, существуют короткие ряды наблюдений (в нашем случае, не более 5 лет).

Поскольку мы имеем уже рассчитанные величины среднегоголетних максимальных снегозапасов, то необходимо увязывать ежегодные коэффициенты снежности с этой величиной, или $K_{снi} = f(\bar{W})$. Полученные зависимости могут быть несколько хуже, чем для $K_{снi} = f(W_i)$, но вполне приемлемыми для расчетов (рис. 2.9).

Методику расчета ежегодных максимальных снегозапасов можно представить схемой I.

Для проверки разработанной методики привлечены материалы снегоуловок, выполненных в бассейнах Карагая и Хайдуна в 1971 г. [108] и в бассейне Нижней Катанды в 1983 г. Сравнение измеренных и рассчитанных высот снежного покрова (табл. 2.1 и 2.2) показывает, что ошибка составляет 5-15%, если не учитывать более высокие ошибки для участков с небольшими снегозапасами (до 100 мм).

Следовательно, рассмотренная методика расчета снегозапасов в целом обеспечивает неплохое совпадение с фактическими данными, хотя подобную проверку следует выполнить на более обширном материале.

Проделанная работа - первый этап обоснования методики расчета ежегодных максимальных снегозапасов. Следует отметить, что рассмотренная методика физически обоснована в том случае, если зимние осадки имеют фронтальное, а не внутримассовое происхождение. Другая область применения методики - оценки количества снега, выпадающего при прохождении фронта, что весьма актуально для прогноза схода лавин.

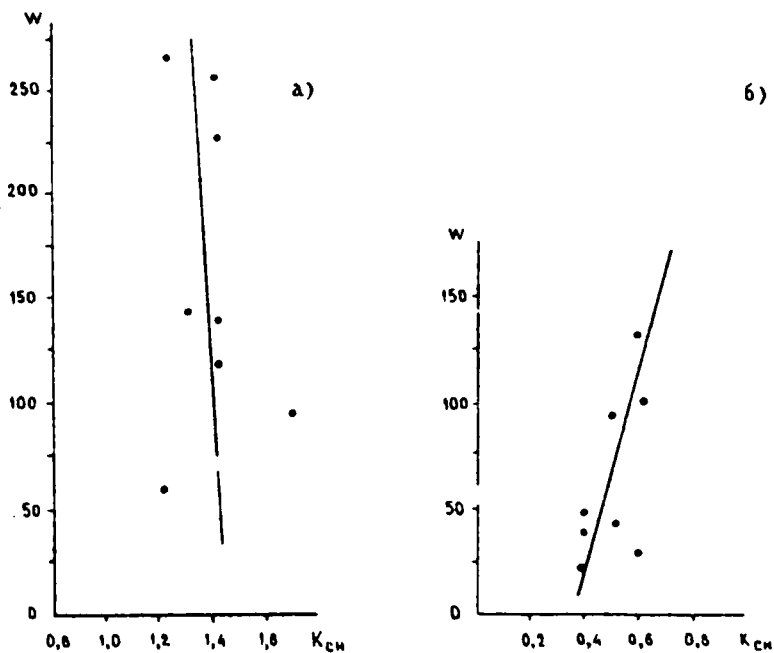


Рис. 2.8. Зависимость коэффициентов снежности в I оро-
нописической зоне от ежегодных максимальных сне-
гозапасов: а - 1973 г.; б - 1974 г.

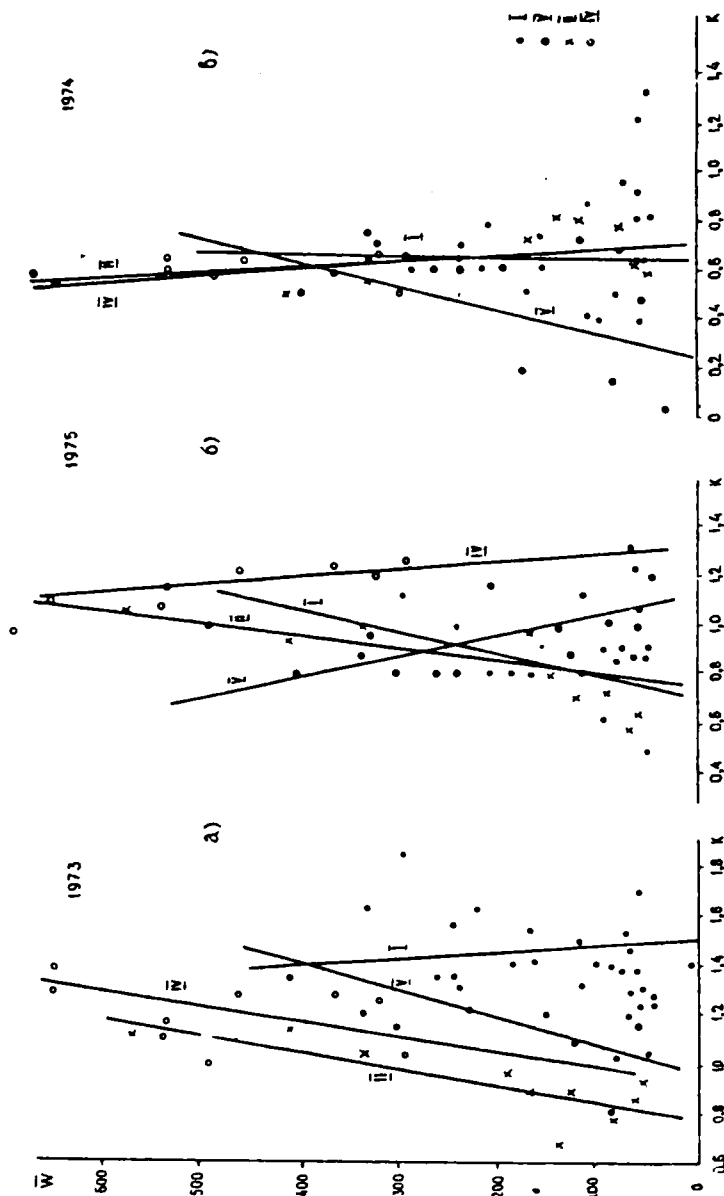


Рис. 2.9. Зависимость коэффициентов снежности бассейна Верхней Катуни в определенных орошительных зонах от величины среднегогодового снегозапаса. I, II, III, IV, V - зоны. Годы снежности: а - max, б - min

СХЕМА I

РАСЧЕТ ЕЖЕГОДНЫХ МАКСИМАЛЬНЫХ СНЕГОЗАПАСОВ

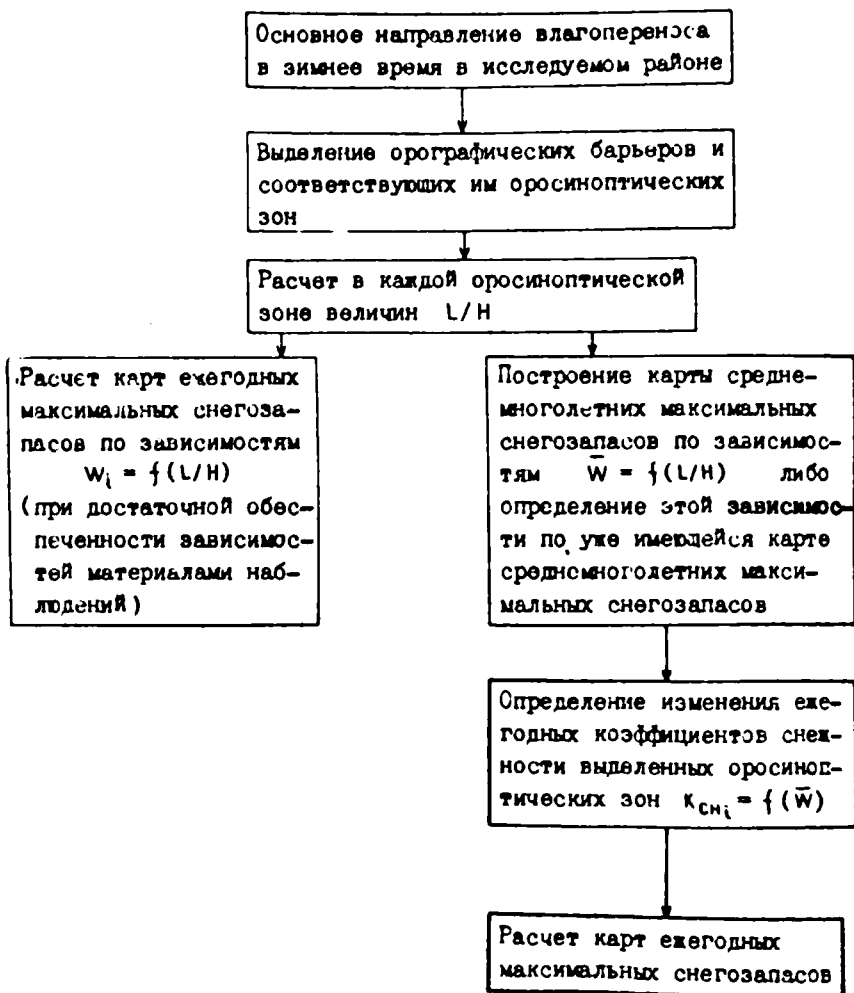


Таблица 2.1

Снегонакопление в бассейнах Карагая и Хайдуна,
рассчитанное h_1 и измеренное h_2 в 1971 г.

Местоположение снегупункта	H, км	Иден- зоны	L, км	$\bar{W}$, мм	K_{CH}	W, мм	ρ , г/см ³	h_1 , см	h_2 , см	Ошиб- ка, %
Карагай	1,20	I	18,4	129	1,45	187	0,35	53	30	76
Байчатыр	1,30	I	22,2	109	1,45	158	0,35	45	43	5
Перевал	1,65	5	2,4	330	1,36	517	0,34	152	158	4
Торельде	1,40	5	6,6	236	1,24	293	0,27	109	120	9
Н.Развалины	1,34	5	9,4	150	1,17	176	0,23	77	64	20
Санаровка	1,44	5	7,4	221	1,30	287	0,27	106	100	6
Кульдур	1,50	I	9,4	362	1,40	505	0,34	149	162	8
В.Развалины	1,70	I	4,9	539	1,23	663	0,35	189	170	11
Тургусунский перевал	2,00	I	2,5	660	1,20	792	0,38	208	207	0

Таблица 2.2

Снегонакопление в бассейне Нижней Катанды, рассчитанное
и измеренное в марте 1983 г.

№ СП	H, км	Идент. зоны	L, км	$\bar{W}$, мм	K_1	W_1 , мм		Ошиб- ка, %
						расчет.	измер.	
I	2,15	I	2,9	650	0,28	182	191	5
2	2,05	I	3,2	638	0,30	190	147	29
3	1,72	5	3,7	322	0,48	155	108	44
4	1,64	5	5,5	206	0,42	87	103	46
5	1,58	5	6,9	249	0,44	109	90	21
6	1,84	I	2,7	645	0,30	194	170	14
7	1,68	5	6,5	256	0,45	120	141	15
8	1,63	5	7,4	242	0,44	106	108	2
9	1,55	5	6,0	266	0,45	120	99	21
10	1,32	5	6,0	244	0,44	107	85	26
11	1,08	5	7,0	169	0,40	68	58	17
12	0,96	5	9,0	101	0,36	36	51	29

2.2. Фитоиндикационная методика построения карты норм снегозапасов

Теоретические предпосылки индикации снежного покрова по особенностям растительности

Не останавливаясь подробно на существующих методах построения карт максимальных снегозапасов, изложенных многочисленными исследователями [110, 122, 150 и др.] , можно констатировать значительную сложность получения реальных характеристик снегозапасов, особенно для районов со сложной орографией. Для этого необходимо проводить многомерный анализ факторов, характер которых определяет особенности формирования снежного покрова: абсолютную высоту места, ориентацию склона, его крутизну, доступность влагонесущему потоку и т.д. В связи с этим оказывается, что при современной разреженной сети метеорологических станций, основная масса которых к тому же приурочена к долинам, данных для корректного обоснования зависимости характеристик снежного покрова для значительных территорий недостаточно. Последнее приводит к построению карт, не всегда в полной мере достоверно отображающих географию снега и его абсолютные величины. Все это предопределяет совершенствование методов непосредственных и дистанционных наблюдений, а в последние годы — поиски различных косвенных методов получения количественных характеристик снежного покрова. Это метод теплового проявления [46, 71 и др.] , работы с комплексными показателями рельефа [34, 95 и др.] , ландшафтно-индикационные [66, 73 и др.] . Не останавливаясь на разборе этих методов, следует отметить, что все они имеют свои возможности как в масштабе исполнения, так и в степени детальности отображения. В приведенном перечислении они расположены по мере уменьшения площадей, для которых применимы, и увеличения степени детальности. Несомненно, что все эти методы в зависимости от целей исследований могут использоваться одновременно, т.е. как бы дополняя друг друга и взаимопроверяя. Однако материалы, полученные ландшафтно-индикационными методами, в конечном итоге могут быть генерализированы, в результате чего имеется возможность построения карт различного масштаба. Именно поэтому последний метод получает широкое применение и совершенствуется. Использован он и для построения карты высоты снежного покрова территории Алтая [110] . Сравнение этой карты с другой, построенной на базе данных о высотной зависимости характеристик снеж-

ного покрова, показывает, что они достаточно хорошо коррелируют. Но здесь следует сказать, что исследователям повезло, т.к. для этой территории существовала ландшафтная карта, чего нельзя сказать о других значительных горных районах. Одновременно необходимо помнить, что для создания ландшафтных карт нужны разнообразные данные о почвах, рельефе, составе рыхлых отложений и т.д., а различные регионы имеют неоднородную изученность. В связи с этим и учитывая, что по сей день отсутствует единство методики составления ландшафтных карт, возникает вопрос о поиске более доступного по степени получения и однородности обработки и картирования индикатора снежного покрова, нежели такого комплексного как ландшафт. Этот вопрос не нов. "Учитывая сложность и мозаичность снега в горах, при построении снежных карт надо более полно использовать ландшафтную обстановку и, в первую очередь, наиболее выразительный компонент — растительность" [70, с.42-43]. И именно этот компонент ландшафта следует признать наиболее перспективным в плане получения характеристик снежного покрова. Во-первых, растительность является интегральным показателем (пусть чисто качественным), отображающим процессы, происходящие в ландшафтной сфере, и информация о ней обрабатывается по устоявшимся методикам и наиболее доступна и обширна. Во-вторых, существование растительности многие тысячи лет в условиях сурового климата, для которого характерен длительный период с отрицательными температурами воздуха, несомненно должно было привести к тому, что в процессе своего эволюционного развития все виды растений современных фитоценозов в той или иной степени выработали адаптационные механизмы для выживания в этот период. Исходя из этого современное распространение растений по территории должно определяться адаптационными возможностями вида. Это несомненно позволяет вполне обоснованно ставить вопрос об индикации снежного покрова, контролирующего целый ряд условий перезимовки растений. В-третьих, растительность является наиболее мобильным компонентом ландшафта и в большей степени, чем другие, реагирует на изменения климата.

В последние десятилетия индикационная геоботаника оформилась как самостоятельное направление и достаточно широко применяется при проведении гидрогеологических, геологических, почвоведческих исследований. Главное преимущество этого метода заключается в том, что выявление тех или иных характеристик может быть осуществлено без проведения длительных специальных и нередко трудоемких работ.

Однако при разработке геоботанических методов индикации имеются и свои трудности. Главная из них заключается в том, что растения приспосабливаются ко всему комплексу природных процессов, поэтому это направление должно развиваться в тесном контакте с экологией, физиологией, биохимией, геохимией, геологией и т.д. В связи с этим теоретической основой индикационной геоботаники является тесная взаимосвязь и взаимообусловленность всех элементов географической среды. В этом случае встает вопрос о выявлении именно тех признаков растений, которые бы указывали на приспособление к тому или иному параметру окружающей среды. Экологические факторы влияют на различные физиологические особенности организмов не только на уровне внутренних процессов, но и на такие как формирование, изменения в скорости роста и развития, продолжительности жизни, плодовитости и т.д. И несомненно, что эффективность индикации того или иного параметра природной среды будет определяться правильностью понимания приспособленности растения к характеристикам этого показателя — в начале теоретически, а после — подкрепленное и натурными наблюдениями. При этом следует помнить, что растения, в зависимости от возраста, чувствительны к различным факторам. Таким образом, получается, что одно и то же растение может быть использовано для индикации различных характеристик природной среды. Исходя из этого можно полагать, что в районах, где наблюдается период с отрицательными температурами воздуха и соответственно происходит формирование снежного покрова, растения так или иначе должны реагировать на эти климатические параметры и могут использоваться как индикаторы.

То, что геоботаническая индикация снега не получила широкого применения, следует, вероятнее всего, отнести за счет недостаточной разработанности теоретической базы — зимней экологии. Обратясь к многочисленным литературным источникам, мы увидим большое единодушие в выводах о "приспособленности" растений пусть и к различным, но все же к летним условиям. Взгляды на растительность через призму особенностей зимнего сезона по сей день немногочисленны, хотя целый ряд ботаников [43, 62 и др.] и географов [82, 115, 161 и др.] неоднократно поднимали вопрос о существенной роли снежного покрова в формировании пространственно-временных особенностей фитоценозов. Несомненно, проблема сложна. Влияние снега и снежного покрова на растительность проявляется многогранно и в различных сочетаниях, которые далеко не всегда расшифровываются с первого взгляда. Необходимость создания карты средне многолетних снегозапа-

сов для получения весовых коэффициентов снежности по высотным зонам предопределила проведение специальных исследований с целью обоснования возможностей определения характеристик снежного покрова по растительности, которые проводились сотрудниками ИНИИ гляциоклиматологии и НИИ биологии и биофизики Томского университета. Эти комплексные работы были организованы в бассейне р. Малая С्या (левый приток р. Белый Июс) на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Выбор именно этого района не случаен - при относительно легкой доступности в нем представлен практически весь спектр растительных поясов, характерный как для этого хребта, так и для других в пределах Алтае-Саянской горной области. Проведенные исследования позволили получить материалы, указывающие на то, что именно характеристики снежного покрова определяют различия в фитоценозах травянистых растений, отличающихся типом корневой системы, особенностями размножения, возрастным спектром и т.д. [47]. Контролируются же границы произрастания того или иного вида толщиной снега через гидротермический режим верхних почвенных горизонтов, приземных слоев воздуха и самой снежной толщи. К аналогичным выводам пришла и А.В. Яшина на основании своих исследований на Кавказе [152].

Рассматриваемая проблема требует отдельной и объемной монографии. Учитывая цели нашей работы и то, что она является небольшой частью гидрологического исследования, мы остановимся лишь на общих вопросах, подкрепив их конкретными примерами, и собственно методике построения карт снежного покрова.

Основными гидрометеорологическими характеристиками различных территорий являются показатели температур и осадков. Отличительной чертой холодного периода года в горных районах является накопление осадков на протяжении всего сезона без потерь на сток и фильтрацию в почву. В итоге снег является не только гидрологическим параметром, характеризующим территорию, но и теплофизическим. В районах устойчивого залегания снежный покров служит горизонтом, нарушающим непосредственный теплообмен между атмо- и литосферой. С увеличением его толщины возрастает и величина разрыва в теплообмене, что позволяет говорить об определенной поясности зимних гидротермических условий в горных районах (и зональности на равнине), влияние которых на природные процессы нередко прослеживается даже в теплое время года.

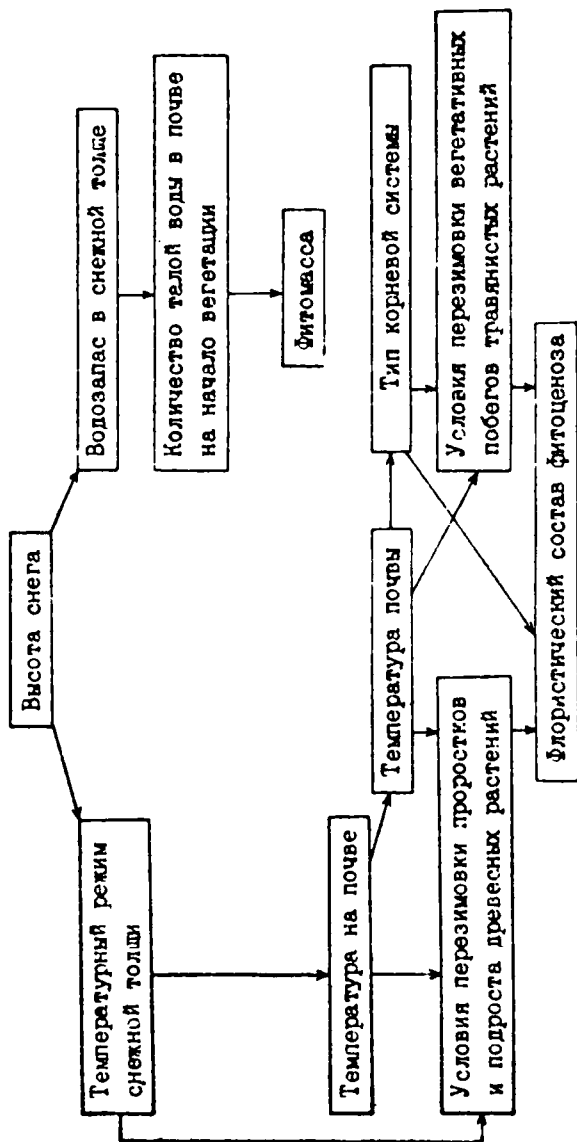
Анализ литературных источников и наши наблюдения позволяют предложить принципиальную схему влияния снега на растительность

(схема 2). Несомненно, эта блок-схема найдет своих оппонентов, что и неудивительно, т.к. в многочисленных исследованиях по экологии и географии растений в большинстве случаев апеллируют к метеорологическим данным летнего сезона или же к среднегодовым, но и в этих случаях единство мнений отсутствует. Такое состояние проблемы обязывает нас рассмотреть роль снега с позиций почвенной влаги и условий перезимовки растений.

Анализ многих литературных источников, где приводятся данные о количестве летних осадков и величинах испарения за этот же период, показывает, что первые в основном реализуются на испарение. Опираясь на этот факт, логично допустить, что резервы влаги, необходимые растениям в период вегетации, будут в минимуме, вернее, их будет постоянный дефицит, без достаточных запасов осенней и талой снеговой воды. Снежная толща в данном случае, и это уже отмечалось, выступает не просто как накопитель влаги, но и как фактор, контролирующий температурный режим почвы. Последняя характеристика определяет способность почвы принять то или иное количество талой воды, что положено в основу снежной мелиорации, которая широко используется в сельском хозяйстве для районов с недостаточной увлажненностью [156]. Получается, что основные запасы почвенной влаги, используемой растениями в период их активного развития, определяются не столько летними, сколько зимними осадками. Летние же, словами С.С. Неустроева, всего лишь "... умеряют величину испарения, сохраняя влажность почвы" [85, с. 157]. Таким образом, механизм (особенности) формирования запаса продуктивной влаги в почве можно представить следующей цепочкой связей: толщина снега - запас воды в нем - характер промерзания почвы - фильтрация талой воды (возможности и количество) - запас влаги.

По нашим наблюдениям, в ключевом бассейне р. Малая Сыя оказалось, что толщина снега в 15-20 см практически не препятствует сезонному промерзанию почвы и мощность морозного слоя оказывается равной 2,5-3 м. При приближении значений толщины снега к 1 м максимальное промерзание не превышает первых десятков сантиметров. Полтора-два метра снега обеспечивают талое состояние почвы на протяжении всей зимы. Эти данные мало отличаются от материалов по другим районам Западной Сибири и лишь на Крайнем Севере при последних толщинах температура почвы опускается до $-2 - 5^{\circ}\text{C}$ [132]. Особенности состояния почвы на начало снеготаяния и возможности накопления талой влаги в почве можно иллюстрировать следующими цифрами.

ВЛИЯНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА РАСТИТЕЛЬНОСТЬ



Так, водопроницаемость мерзлых грунтов по сравнению с талыми изменяется от 10 до 60% [61,124], а интенсивность просачивания — от 0,9 мм/мин в мерзлую почву до 60–100 мм/мин в талую [9].

Таким образом, приведенные данные подкрепляют ранее предложенную цепочку связей и показывают, что от мало- к многоснежным районам увеличение влаги на начало вегетационного сезона определяется в значительной степени характером снежного покрова. Несомненно, абсолютизировать эту схему нельзя, она "фоновая", а на нее накладываются другие. Для примера можно рассмотреть особенности формирования верхнего горизонта увлажнения почвы к началу вегетационного сезона в степях. Снежный покров здесь не превышает по мощности 10–30 см. Такие же характеристики имеет снег на степных склонах в горной лесостепи. К тому же к началу периода снеготаяния в отмеченных районах он в большинстве случаев полностью испаряется, что хорошо подтверждается расчетными данными. Так, для юга Минусинской котловины в степи испарение составляет 27 мм, а в лесостепи 64 мм [44]. Одновременно именно здесь наблюдается интенсивное летнее испарение. Таким образом, получается, что единственной влагой, которая может создавать хоть какие-нибудь запасы в почве, оказываются осадки осенних месяцев, которые могут распределиться по всему почвенному профилю, что наиболее характерно для горных районов с маломощными почвами. При выхолаживании почвы происходит подтягивание этой влаги к фронту промерзания и концентрация ее в верхнем горизонте в виде сегрегационного льда. Этот факт отмечается многими исследователями и описывается как увеличение влажности почвы к весне по сравнению с осенним периодом. Получается, что и в данном случае снежный покров (его отсутствие) влияет, пусть и иначе, на формирование влаги в почве на начало вегетации.

Итак, можно сказать, что намечена канва для уточнения роли зимней гидростеримки в формировании одного из главных источников жизненности растений — влаги. Кроме этого, воздействие снежного покрова проявляется и в других формах. Остановимся на них кратко.

1. Механическое. Наиболее изученными являются последствия схода лавин и снежной коррозии. Кроме того, следует отметить снеговые и снеговалы. Последние могут влиять на географию отдельных видов древесных пород в зависимости от их приспособленности противостоять снеговым нагрузкам.

2. Теплофизическое. Проявляется различно. Малая теплопроводность снега (при увеличении его толщины) определяет способность

толщи предохранять семена, вегетативные побеги, проростки и под-
рост древесных пород от резких колебаний температуры воздуха и
зимнего иссушения. Одновременно продолжительность залегания снеж-
ного покрова, которая в большинстве случаев напрямую связана с
его толщиной, определяет степень сохранения растений от осенних
и весенних заморозков. Кроме того, снежный покров непосредственно
влияет на особенности зимнего климата района.

3. Физико-химическое. Это воздействие снежного покрова на
растительность через процессы, происходящие в почве. К ним следует
отнести криогенные - интенсивность поступления продуктов выветри-
вания, мерзлотные и морозные процессы в самой почве, привнос та-
лыми водами питательных элементов, накопившихся в снежной толще.
Одновременно снежный покров служит экраном, препятствующим выносу
различных химических элементов из почвы, т.е. создает своеобразный
малый "геохимический" круговорот: почва - снег - талая вода - поч-
ва - растения. Подснежная температура определяет биологическую
активность почв [43] .

Конечно, нами приведены не все формы как прямого, так и опос-
редованного воздействия снега на растительность, а только основ-
ные, наиболее изученные. Более подробно рассмотреть даже эти не
представляется возможным из-за ограниченности объема и целей ра-
боты, а поэтому остановимся чуть более развернуто на одном - теп-
лофизическом. Здесь же следует оговорить, что большое видовое раз-
нообразие в пределах какого-нибудь одного конкретного фитоценоза
не позволяет рассмотреть все аспекты проблемы. В связи с этим на-
ми взята одна из наименее адаптационно-пластичных растительных
групп - древесные, и даже более узко - некоторые виды хвойных де-
ревьев.

Одним из главных лимитирующих факторов произрастания древес-
ных в северных широтах и на верхних пределах в горах признано ин-
тенсивное зимнее иссушение [43] . Именно в результате приспособле-
ния к этому фактору в отмеченных районах деревья изменяют свои
морфологические параметры. Появляются флажковые, стланико-
вые формы, одновременно происходит замена семенного возобновления
вегетативным. Снежная толща обеспечивает хорошее выживание почек
и молодых побегов под своим прикрытием. Но в данном случае нельзя
забывать, что снежный покров одновременно "контролирует" форму де-
ревьев и через температурный режим почвы. Так, в зоне произраста-
ния стланиковых форм, где снежный покров залегает неравномерно,
скоплениями, незначительными по мощности, наблюдается сильное про-

мерзание почвы. Такое состояние почвы препятствует пополнению влаги растениями, необходимой при интенсивном иссушении, особенно при сильных зимних ветрах, характерных для этих участков. Флажные формы существуют в зоне практически с теми же ветровыми характеристиками, но уже в полосе с мощным снежным покровом — два и более метра. В этом случае почва не промерзает на протяжении всего холодного сезона, что и обеспечивает наличие доступной для растений влаги. В этой полосе произрастания темнохвойных деревьев на первое место по эффективности воздействия выдвигается коррозия снегом. Динамика снежности по годам определяет смещение уровня поверхности снежного покрова, а соответственно и зоны коррозионного воздействия на ветки и ствол дерева, которая в среднем составляет 1,5–2 м по высоте. И если в отмеченном интервале ветки полностью отсутствуют, то выше количество живых веток увеличивается, наблюдается их лучшее состояние и полное отсутствие только с наветренной стороны. Исследователям, оказавшимся в зоне флажных форм деревьев зимой, известна красота этого времени, когда ветки представляют собой единую массу сказочно белого кружева ины. А не является ли эта "красота" дополнительным фактором, обеспечивающим сохранность хвои, беря на себя реализацию потерь на испарение, умеряя тем самым потери влаги хвоей? Ответ на этот вопрос — дело времени и специальных наблюдений. Не будем удаляться от известных нам фактов и обратимся к рассмотрению особенностей произрастания хвойных на нижних пределах.

В определенные климатические эпохи темнохвойные леса очень близко подступали к современным степям, в том числе и на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Этот факт позволяет предполагать, что в то время могло и не быть современного разрыва в виде достаточно широкого пояса лесостепи между ареалами пояса темнохвойной тайги и степного. Несомненно, что именно климатические изменения обеспечивали формирование широкой полосы лесостепи. Но какой комплекс или один параметр климата мог привести к формированию такого разрыва? Что лимитировало возобновление деревьев?

Среди исследователей по сей день отсутствует единство взглядов на факторы, контролирующие прорастание семян и развитие проростков и подроста. Высказывается мнение, что в пределах ареала численность новых генераций, например ели [56], в большей степени контролируется биотическими факторами сообщества, чем физическими условиями экотопа. В этой работе рассматриваются особенности развития семян ели в коренной фации, в березняке и на просеке. Наибольший

отпад проростков и подроста выявлен под кронами ели, меньший - и то лишь в первые два-три года - под пологом березы, а оптимальное развитие - на просеке. Опираясь на полученные данные, автор этой работы считает, что влияние корневой системы взрослых деревьев различно: в ельнике оно отсутствует, а в березняках его роль весьма велика - корни сеянцев не могут конкурировать с корневой системой взрослых деревьев в потреблении влаги из верхних горизонтов почвы. Помня об этих специальных исследованиях, попытаемся проанализировать полученные результаты с несколько иных позиций.

Действительно, по сравнению с междокровными пространствами под кронами (в конкретном случае ели) регистрируется уменьшение количества солнечной радиации, изменяется влажностный режим воздуха, фиксируется уменьшение количества осадков, в том числе и твердых. Количество последних может быть на 60% меньше, нежели на поляне, т.е. фоновых. Одновременно под кронами по сравнению с полянами наблюдаются отличия в верхних горизонтах почвы: химии, влажности и т.д. Но как в этом великом множестве одновременно изменяющихся параметров выявить роль каждого в жизни подроста? Сложно, а поэтому произрастание того или иного вида (или его отсутствие) пытаются объяснить отношением растения к особенностям влажности воздуха, отношением к свету, органогенным выделениям и т.д. Каждый такой вывод трудно опровергнуть, т.к. корреляционные связи оказываются достаточно высокими. В таких случаях вопрос может снять только целенаправленный эксперимент, к чему пришлось прибегнуть и нам при выявлении факторов, влияющих на существование проростков ели в первые годы.

Для всход и проростков, стволы которых обладают минимальной влагоемкостью, жизненно необходима защита снежным покровом от зимнего иссушения. Кроме того, особенности хионофильности проростков и подроста проявляются в необходимости предохранения от вымерзания хвои и корневой системы. Таким образом, получается, что отсутствие подроста под кронами темнохвойных может быть объяснено именно различиями в зимнем режиме в зависимости от характеристик снежного покрова. Для подтверждения правильности этого тезиса нами были проведены специальные исследования.

Наблюдения проводились в долине р. Большая Сяя (среднее течение р. Белый Июс), где были организованы две стационарные снегомерные площадки - в ельнике и березово-лиственничном лесу. Зимой 1979/80 г. высота снега в ельнике на полянах не превышала 10 см,

тогда как в березово-лиственничном лесу она составляла 30-40 см. Такая разница должна несомненно объясниться задержанием выпадающего снега кронами ели, которая, как уже отмечалось, может достигать 60% [44]. Весной 1979 г. в ельнике наблюдалось массовое прорастание семян. К зиме проростки достигли высоты 5-7 см. Причиной такой массовой вспышки прорастания семян ели, на наш взгляд, явилась аномальность зимы 1973/79 г., когда, по нашим наблюдениям, высота снега в ельнике достигала 30-40 см. Следует отметить, что в березово-лиственничном лесу нами обследован подрост ели различного возраста (до 15 лет). Учитывая этот факт и совпадение фоновых значений толщины снега в последнем фитоценозе и в аномальный год в ельнике, а также появление проростков этой зимы, следует полагать, что именно такая снежная толща является минимальной для успешного семенного возобновления ели. И это вполне правдоподобное предположение, т.к. "чаще всего суточные колебания проникают в снежный покров на глубину 25-35 см" [92, с.84] (имеется в виду температурные колебания). Получается, что мощность снега в 40 см обеспечивает в первые годы (когда еще хвоя и корни подростка чувствительны к температурным колебаниям) благоприятные условия перезимовки.

Для подкрепления высказанного мнения зимой 1980/81 г. в отмеченном ельнике (в межкروновом участке) были заложены три площадки размером 5х5 м в непосредственной близости друг от друга. На одной из них снег сразу после выпадения осторожно сметали, на другую, сразу после формирования устойчивого снежного покрова, был наметен снег, толщина которого составляла 35-40 см. Третья площадка была контрольной. Средняя плотность проростков на всех площадках была примерно одинакова и в среднем составляла 20 шт./100 см². На каждой площадке раз в месяц проводились измерения температуры почвы и отбор образцов — для определения ее влажности. На оголенной и контрольной площадках оба показателя на различной глубине были практически равны. На третьей площадке температура как на почве, так и в почве была выше на 3°C, а в период весеннего снеготаяния влажность в слое 0-10 см несколько увеличилась. На оголенной площадке уже к середине января наблюдалось осыпание хвои, а в июне стволики целиком были голые. Оценка успешности перезимовки — учет проростков без пожелтения и осыпания хвои, произведенная в конце апреля, показала, что на контрольной площадке погибло около 55%, на оголенной — 96%, а на искусственно утепленной снегом всего лишь 7%.

Приведенные материалы позволяют сделать два вывода:

1. Объяснять гибель проростков ели в коренных фитоценозах только биологическими факторами неправомерно.
2. Отсутствие их возобновления под кронами родительских деревьев, а также отсутствие темнохвойных пород в малоснежных районах контролируется характеристиками снежного покрова.

К аналогичному выводу пришел Г.Д.Рихтер, рассматривая условия произрастания лиственницы сибирской [115]. Им было отмечено, что граница ареала почти совпадает с границами районов со средней толщиной снежного покрова более 50 см. Во взрослом состоянии лиственница более приспособлена к суровым зимним условиям, нежели темнохвойные породы, и одним из адаптационных приспособлений следует считать отмирание хвои. Но в первые годы своей жизни лиственница остается на зиму с хвоей, которая совершенно не приспособлена к холодному сезону. Исходя из этого есть полное основание говорить о необходимости укрытия проростков снежным покровом определенной толщины.

Обратимся к еще одному факту. Пихта является из всех хвойных пород наиболее чувствительной к температурным колебаниям, свойственным прежде всего континентальным районам. Кроме того, для этих районов характерен маломощный снежный покров.

Еще А.И.Воейков [24] говорил о влиянии снежного покрова на амплитуды температур, объясняя это тем, что при адвекции тепла снежная толща содержит запас холода, а при адвекции холода, наоборот, запас тепла. Отдавая тот или иной "запас", снежная толща тем самым сглаживает температурные колебания. Умеряющее влияние снежного покрова на температурные колебания увеличивается от мало- к многоснежным поясам в горных областях [90]. Учитывая, что оптимум условий произрастания пихты приходится как раз на многоснежные районы, можно ли такое совпадение считать чисто случайным?

При всей корректности проведения анализа только пространственных закономерностей, пусть даже с попыткой проникнуть в действующие механизмы влияния метеорологических параметров на растительность, мы не можем гарантировать правильность выводов без подобной же оценки во временном срезе. Такая постановка вопроса становится понятной, если учесть, что в пространстве многие климатические показатели изменяются скоррелированно. В динамике же эта корреляция может значительно ослабляться при изменении одного из

параметров. Так, например, при постоянстве годовых сумм осадков понижение температуры воздуха будет приводить к увеличению доли твердых, т.е. к увеличению толщины снега, а соответственно уменьшению промерзания почвы и увеличению ее влажности. Одновременно будет наблюдаться уменьшение испарения, сокращение вегетационного периода и т.д. В связи с этим для большей правомерности использования, как теоретической основы индикации, полученных пространственных взаимосвязей снежного покрова и растительности нами был проведен анализ динамики древесной растительности и характеристик снежного покрова на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Растительность исследовалась на ключевом бассейне р. Малая Сяя, а для оценки изменений толщины снежного покрова были взяты стандартные данные метеорологических станций.

При изучении распределения подроста с учетом таксационных данных за 1970 г. оказалось, что молодые пихты хорошо себя чувствуют не только в поясе темнохвойной тайги, но и в зоне лиственничного и даже березово-лиственничного леса. Одновременно выявлено, что после сильных рубок 30-40-х гг. лиственничники в районах, близких к нижней границе ареала, благополучно возобновляются только на склонах северной экспозиции. На южных же встречаются единичные деревья этой породы возрастом 200-300 лет, оставшиеся после рубки. Приведенные данные указывают на два совершенно противоположных процесса, протекающих на расстоянии всего лишь 50-70 км. На увеличение снежности территории указывает продвижение пихты на более низкие уровни. Отсутствие естественного возобновления лиственницы на южных склонах позволяет думать об уменьшении толщины снежного покрова. Казалось бы, парадокс, но метеорологические данные станций, расположенных в таежном (Ненастная, рудник Центральный), лесостепном (Ачинск), степном (Шира) поясах наглядно подтверждают высказанное предположение. Не беремся объяснять причины такой "асинхронности" изменения одного и того же климатического параметра на столь малой площади, но изложенные данные несомненно представляют собой еще один факт, подтверждающий правомерность выдвижения снежного покрова в разряд ведущих экологических параметров.

Для того чтобы затронутая проблема заняла свое достойное место, необходимы специальные исследования. Но даже такое незначительное освещение вопроса и материалы целого ряда исследователей позволяют считать правомерным использование материалов по растительности для оценки характеристик снежного покрова.

Методика построения карты снежного покрова

Для отработки методики построения карт снежного покрова с использованием данных о растительности нами был выбран ранее упомянутый бассейн р. Малая Ся площадью 3600 га. Длина этой широтно-ориентированной долины составляет 15 км. Отметка устья р. Малая Ся - 500 м над у.м., истоков - порядка 1100 м над у.м. Высота водораздельных хребтов, оконтуривающих бассейн, изменяется от 800 м в нижнем течении до 1462 м в верхнем. Северный склон долины более пологий ($10-15^{\circ}$), чем южный ($15-45^{\circ}$). В пределах бассейна представлен практически весь высотный спектр растительности, характерный для восточного склона Кузнецкого Алатау от степного до гольцового.

На основе материалов лесной таксации и маршрутных геоботанических исследований* была составлена карта растительности. Первые данные позволили составить основу карты типов леса, вторым - уточнить контуры лесных массивов, составить списки растительности и откартировать не учтенные при таксации площади: остепненные участки, различные типы тундры, редко- и криволесья, а также субальпийские луга. В основных типах выделенных растительных ассоциаций начиная с зимы 1978/79 по 1982/83 г. проводились детальные маршрутные и площадные снегосъемки. В результате отмеченных работ получена индикационная шкала (табл. 2.3). Слабой стороной этой шкалы можно назвать то, что данные по снегу получаются со значительным шагом по толщине - от 10 см для степных участков до 100 см в зоне криволесья на границе с тундрой. Последний факт предопределил необходимость поиска приемов получения данных о снеге в пределах этих выделов на площадках, близких по размерам к снегомерным, - порядка 100 м².

Решить этот вопрос можно двумя путями.

Один из них - выявление видов индикаторов. Но, учитывая высокую приспособляемость растений к абиотическим факторам среды, мы должны понимать, что этот путь может привести к получению характеристик снежного покрова с большим разрывом крайних значений. Другой путь, на наш взгляд, более перспективен - использование данных о всех видах растений, входящих в фитоценоз. Представим, что на выбранной площадке встречено 20 или 30 видов растений, для каждого

* Геоботанические описания проведены И.И.Гуреевой и Н.П.Миронычевой-Токаревой.

Таблица 2.3

Среднемноголетняя высота снежного покрова в различных типах растительности, см

№ п/п	Т и п р а с т и т е л ь н о с т и	Высота сне- жного покрова
1	Степная (разнотравно-злаково-луговая, каленитая луговая): мятлик степ- ной, ковыль-г-рса, ковыль сибирский, володушка многожилчатая, ирис русский и др.	0-10
2	Тундра с фрагментами криволеся и кустарников (флаговое и стоявшие формы кобры, ива сизая и др.)	0-50
3	Листоветочный лес и листоветочное редколесье с участками степной рас- тительности (вейник лесной, мятлик сибирский, володушка многожилчатая, кисильник черноплодный, курильский чай и др.)	10-30
4	Березово-лиственничный, кустарниковый злаково-разнотравный лес (ирис русский, костиника, горец желтый, мятлик сибирский, коротконожка и др. Наблюдается возобновление лиственницы)	30-40
5	Листоветочно-березовый (береза, осина), листоветочно-кустарниковый, разнотравно-злаковый лес (наблюдается возобновление лиственницы), во- досбор сибирский, мятлик сибирский, гвоздика пыльная и др.	40-70
6	Темнохвойно-лиственный (пихта, кедр, примешиваются осина, береза) кус- тарничково-моховый лес (брусника, черника, жимолость, вейник тулукос- ковый, бор развесистый, осика Ыльина и др. Успешное возобновление тем- нохвойных пород)	70-100

Продолжение табл. 2.3

п/п	Тип растительности	Высота снежного покрова
7	Криволесье и кустарники на границе с тушшрой (стелющиеся и флаговые формы кедр, березка, ива сизая)	50-150
8	Темнохвойная кедрово-пихтовая тайга (жилолость, черника, брусника, зеленые мхи, бадан и др.)	100-150
9	Темнохвойная высокоотравная тайга (пихта, кедр)	150-200
10	Темнохвойное редколесье с присутствием участков высокоотравных субальпийских лугов (маралий корень, молочай волосистый, герань белоцветковая, черника, бадан, зеленые мхи и др.)	150-200
11	Варианты высокоотравных альпийских лугов, высокоотравных альпийских лугов с пихтово-кедровым криволесьем и примесью ольхи	200-300
12	Ольховники папоротниковые с примесью пихты и березы	300-400
13	Низкотравные альпийские луга на местах существования весенних снежников	400-600
14	Пустоши на местах существования летних снежников	более 600

из которых может существовать свой диапазон значений снежной толщи, контролирующей произрастание вида. Для одного вида в данном местообитании условия по снежности могут быть близки к крайнему "нижнему" лимиту, для другого - к крайнему "верхнему", для третьего - к оптимуму и т.д. В целом же набор всех видов растений конкретного фитоценоза должен отражать относительно стабильную среднепогодную величину снежного покрова.

Таким образом, для территории, где характеристики снежного покрова изменяются плавно, список растений, составленный по профилю от мало- к многоснежным районам, будет представлять собой, по сути дела, экологический ряд, который можно использовать как индикционный. Учитывая, что большинство геоботанических описаний проводится не по таким идеальным профилям, а на площадках, расположенных в наиболее характерных участках, следует акцентировать внимание на одной особенности составления экологического списка. При каждом новом дополнении списка, как и при самом первом описании, вначале в список зачисляются доминантные виды, за ними - субдоминантные и последними - единичные.

Итак, получен индикционный список растений, однако остались неизвестными характеристики снега, лимитирующие их произрастание. Но, помня, что смена растений в этом списке должна отражать постепенное увеличение толщины снега, вполне правомерно ставить вопрос о ранжировании всего списка непрерывным рядом чисел - индексов. Числовое значение можно придавать как отдельному виду, так и равнозначным группам рядом расположенных растений. При этом следует помнить, что чем подробнее произведено ранжирование, тем детальнее будет отображено экологическое разнообразие территории.

Несомненно, что в каждом конкретном фитоценозе, оцениваемом с позиций характеристик снежного покрова, окажутся виды с различными экологическими индексами. В этом случае, как показывает анализ материалов по экспериментальному бассейну, для получения числового значения, характеризующего весь фитоценоз, можно использовать с аддитивными величинами индексов тех групп, в которые попали доминанты и субдоминанты. Но здесь следует сделать оговорку. Если в одной группе оказалось несколько доминантных или субдоминантных видов, то значение этой группы (индекса) при расчетах среднего индекса для всего фитоценоза используется только один раз, т.к. эти виды, попавшие в одну группу, характеризуют одни и те же экологические условия произрастания.

Для примера получим среднеарифметические значения экологических индексов для различных фитоценозов бассейна р. Малая

Сыя, включив в список только доминантные виды древесных и кустарниковых (здесь и далее табл. 2.4). Нумерация фитоценозов отображает подъем от нижних уровней (фитоценоз I) к верхним (фитоценоз VI). Размеры площадок, на которых проводились описания, — 100х100 м. На этой же площади проводились снегомерные работы.

Итак, снизу вверх по профилю описано 10 видов, которые заносились в список по мере встречаемости, т.е. в соответствии с изменением условий произрастания. Производим ранжирование списка, разбив его на равные по количеству видов группы (в данном случае по 2). После этого придаем каждой группе свое цифровое значение непрерывным рядом чисел (в рассматриваемом примере от 1 до 5).

Обратимся теперь к механике получения экологического индекса для каждого фитоценоза. Для первого и второго он оказывается равным 1, т.к. оба вида попадают в одну экологическую группу. Для третьего по тем же причинам он равен 2. В четвертом фитоценозе один доминант оказался во второй экологической группе и два — в третьей. В результате средний индекс для этого фитоценоза равен $2,5 \left(\frac{2+3}{2} = 2,5 \right)$, для пятого — $4 \left(\frac{3+4+5}{3} = 4 \right)$, шестого — 5.

Таким образом, получены относительные количественные характеристики, соответствующие особенностям экологии видов всего фитоценоза. Учитывая нашу предпосылку о значительной роли снежного покрова в географии растительности, правомерно обратиться к поискам связи экологических индексов с характеристиками снежной толши.

Анализ данных о толщине снега и средних экологических индексах для площадок, на которых производились снегомерные работы в бассейне р. Малая Сыя, показал, что эти две характеристики имеют прямую связь (рис. 2.10). Таким образом, график этой связи может быть использован как переходный для получения характеристик снежного покрова по растительности, данные о которой обработаны рассмотренным способом.

Оба приема расчета характеристик снежного покрова проверены на расположенных рядом с ключевым бассейном площадях, где были получены данные, с высокой точностью отражающие реальные снегозапасы. Для оценки возможности использования этих индикационных материалов в других, более удаленных регионах был выбран один из районов Западного Саяна. Выбор предопределен наличием для него данных снегомерных работ и детального физико-географического описания

Таблица 2.4

Экологический список древесных и кустарниковых растений,
их распределение по фитоценозам

Значения	Вид растения	Номер фитоценозов по мере увеличения высоты					
		I	II	III	IV	V	VI
1	Береза повислая	■	■				
	Лиственница сибирская	■	■				
2	Осина			■			
	Пихта сибирская				■		
3	Сосна сибирская				■	■	
	Смородина темно-пурпурная				■		
4	Ольха					■	
	Шиповник ланцетовидный					■	
5	Мокжевьельник					■	■
	Ива сизая						■

Значения среднего I_2 для фитоценоза

I I 2 2,5 4 5

Средние значения толщины снега в фитоценозе на
максимум запасов

20 30 50 80 120 150

Примечание. I_2 - экологический индекс;

■ - присутствие вида в большом количестве (доминант).

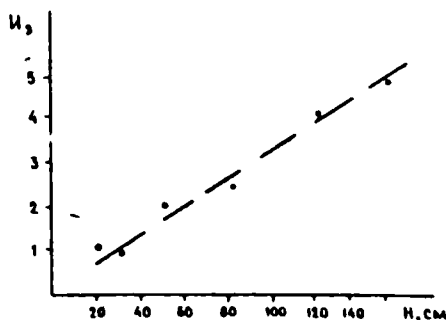


Рис. 2.10. Связь значений экологического индекса отдельных фитоценозов и толщины снега, характерных для них

Таблица 2.5

Характер растительности верховьев р. М.Ом (Зал. Саян)
и снежного покрова (измеренные величины и расчеты)

В сне- гопун- ктов	Тип растительности	$H_{\text{ш}}$	$W_{\text{ш}}$	$H_{\text{р.л.}}$	Δ	$W_{\text{р.л.}}$	Δ	$H_{\text{р.з.ш}}$	Δ	$W_{\text{р.з.ш}}$	Δ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
2	Кедрово-пихтово-еловый (береза, осина) лес. Подлесок из рябины, черемухи	85	221	70-100	0	230	-9	90	-5	243	22
3-4	Пихтово-кедрово-еловая тайга с преобладанием пихтача-черничника с выкращением островков влажных лесных лугов	124	388	100-150	-1	363	+25	134	-10	389	-1
5-6	Пихтово-кедровое редколесье с выкращением альпийских лугов	140	466	100-200	-10	465	+1	144	-4	432	-34
7, 13-15	Средняя пихтово-кедрово-еловая тайга. Пихта проявляет признаки угнетения. Подлесок из хмелюсти, смородины, широко развиты черничники, брусничники; еланы содержат альпийские виды	160	521	150-200	-15	577	+56	170	-10	561	-40
8-12	Пихтово-кедрово-еловая тайга с влажными лесными лугами, флористический состав приобретает высокогорный характер	127	404	100-150	+2	363	+41	130	-3	377	+27

Продолжение табл. 2.5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
16-18	Блово-пихтово-кедровая тайга, это- рой ярус из березы. Подлесок: жи- молость, спирей, большие площади заняты черникой. Травяной покров: чехмерица, штих, белая герань	120	366	100-150	-5	363	+3	118	+2	300	+36
19	Смешанные кедрово-пихтовые леса с примесью лиственниц, березы. Под- лесок - жимолость, спирей, шипов- ник. Травяной покров: вероника, китрей, клевер, зверобой, вика и др.	88	238	100-150	+3	230	+8	98	-10	265	-27
Среднеквадратическое отклонение, %											
				5			8		6		6

- Примечание.
- H_m - высота снега измеренная;
 - W_m - водозапас измеренный;
 - $H_{р.л.}$ - высота снега, рассчитанная по типам леса (т.л.);
 - $H_{р.з.}$ - высота снега, рассчитанная по экологическому индексу (э.и.);
 - $W_{р.л.}$ - водозапас, рассчитанный по типам леса;
 - $W_{р.з.}$ - водозапас, рассчитанный по экологическому индексу;
 - Δ - разница измеренных и рассчитанных величин.

с достаточным количеством информации о растительности [129]. Так как оба вида работ проводились вдоль длительно существующего тракта, материалы по снегу и растительности проанализированы с высокой точностью топографической привязки. Данные о снежном покрове (19 снегопунктов) характеризуют семь отличающихся по растительности поясов (табл. 2.5). Для каждого типа растительности на базе материалов по бассейну р. Малая Ся были рассчитаны характеристики толщины и водозапаса снега по индикационной шкале и с помощью экологического индекса (табл. 2.5). Анализ данных натурных наблюдений и расчетных показывает, что среднеквадратическое отклонение по толщине составляет $\pm 6 \leq 5-6\%$ от нормы, а по водозапасу $\pm 6 \leq 7-6\%$ (табл. 2.5). Учитывая, что на современном этапе карты толщины и водозапаса снежного покрова строятся с использованием связей этих характеристик с абсолютной высотой местности, получен график, отображающий эту закономерность. Среднеквадратическое отклонение данных этого графика от фактических по толщине составило $\pm 6 \leq 13\%$, по водозапасу - $\pm 6 \leq 18\%$.

После проверки методики на рассмотренном линейном маршруте была построена карта средней толщины и водозапаса бассейна верхнего течения Катунь (Алтай). За основу была взята карта растительного покрова М 1:1600000 [87]. Для получения характеристик снежного покрова использовались оба метода: интервалы, рассчитанные по индикационной шкале, уточнялись данными по экологическому индексу. Оценка достоверности материалов полученной карты была произведена по двум снегомерным маршрутам: Кайтанакскому и Мультипскому. Среднеквадратическое отклонение по водозапасу составило $\pm 6 \leq 8\%$.

Результаты проведенных исследований и проверки возможностей отображения характеристик снежного покрова на растительной основе показали реальность распространения зависимости "снег - растительность" на значительные территории, что явилось основанием построения карты толщины снежного покрова на всю территорию Алтай. Эта карта и достаточно тесная связь толщины снега и его плотности послужили исходным материалом для построения карты водозапаса в снежной толще.

Для расчетов характеристик толщины снежного покрова нами использовались данные о типе растительности и экологический индекс, полученные в экспериментальном бассейне р. Малая Ся. Но, приступив к построению карты территории предгорной равнины, обнаружили, что наш индикационный материал недостаточен, т.к. степные участки

этой территории в значительной степени отличаются от степных фитоценозов межгорных котловин. В связи с этим возник вопрос получения дополнительного индикационного материала, а т.к. специальных исследований на этой территории не проводилось, пришлось обратиться к данным о снеге, полученным на гидрометеорологических станциях и постах, а о растительности - к карте, взятой за основу.

При работе с этим материалом было принято следующее положение: растения должны приспосабливаться не к какой-либо конкретной "толщине" снега, а к некоторому диапазону, который характеризует его межгодовую изменчивость. Большое количество метеорологических станций на равнинной территории позволило получить материалы сразу по нескольким станциям в пределах одного типа растительности. Но часть станций оказалась с очень маленьким рядом наблюдений, в связи с чем они были исключены при дальнейших расчетах. Использовались данные станций, у которых период наблюдений составляет непрерывный ряд не менее 20 лет: всего 54 станции, из них с периодом наблюдений более 30 лет - 24, более 25 лет - 12.

Дальнейшая работа с цифровым материалом строилась следующим образом. Опираясь на ранее высказанное положение, что произрастание растений (определенного фитоценоза) должно характеризовать какой-либо интервал снежного покрова, были получены средние минимальные и максимальные значения толщины снега за период наблюдений. Для этого первоначально рассчитывалась средняя толщина за весь период наблюдений. Затем получили значения для лет, когда снежная толща меньше средней за весь период наблюдений, а также для зим с большими значениями. Такое осреднение вполне оправдано с позиций рассмотрения условий произрастания растений, т.е. отдельные аномальные годы могут повлиять на фитоценоз; могут выпасть отдельные виды, другие будут повреждены, но для того чтобы фитоценоз коренным образом изменился, необходим целый ряд таких лет (вернее, зим). Поэтому средние минимальные и максимальные толщины снега должны быть достаточно близкими значениями, характеризующим интервал снега, при котором возможно произрастание той или иной растительности. Несомненно, что полученные значения не могли полностью совпадать с грациями, выявленными нами в экспериментальном бассейне, т.к. последние округлены до десятков. Поэтому индикационные значения снега по растительности для предгорных степей пришлось относить к тем нашим грациям, к которым они после округления наиболее подходили. Одновременно

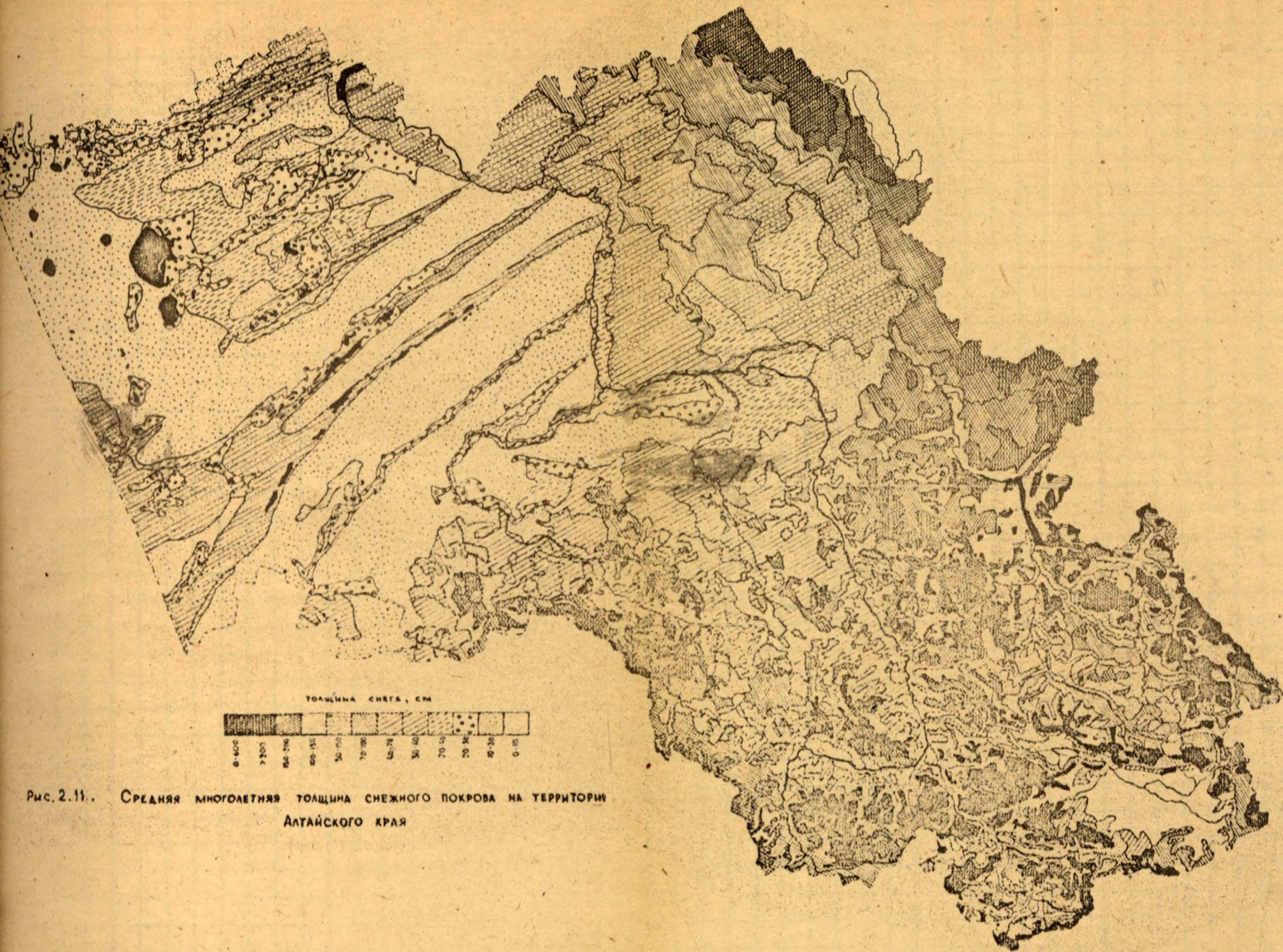


Рис. 2.11. Средняя многолетняя толщина снежного покрова на территории Алтайского края

оказалось, что для этих степей выявились и свои интервалы 20-30 и 20-40 см, характеризующие соответственно разнотравно-луговые ассоциации и разнотравно-типчаково-ковыльные в комплексе с галофитами, которые не встречаются в районе получения эталонной шкалы. В результате была построена карта максимальных среднесезонных запасов на верхний бассейн Оби до Барнаула (рис. 2.II).

У карт, построенных различными методами, имеются как преимущества, так и недостатки, что, несомненно, характерно и для предлагаемого метода.

Так, следует признать, что верхние уровни в горах, которые с использованием других методов картируются с наименьшей достоверностью, имеют наибольшую погрешность и в нашей методике. Связано это, в первую очередь, с масштабом карты-основы, на которой очень пестрая картина растительности (различные тундровые ассоциации, разнообразные варианты альпийских лугов и их сочетаний с редколесьями) в значительной мере генерализована и мы не можем достоверно определить эти площади. Поэтому для подобных участков диапазон толщины снега огромен - от 0 до 600 см и среднее значение (300 см) может оказаться как несколько завышенным, так и заниженным. Но, используя аэрофотоснимки и изменив масштаб карты, можно этот пробел ликвидировать.

С другой стороны, возможны, пусть даже не очень значительные, изменения интервалов толщины снега при более детальном анализе методики на других, в первую очередь, отличающихся по истории растительности районах.

В целом предлагаемая методика, хотя она и требует дальнейшей доработки, имеет свои преимущества:

1. Доступность материалов для составления картографической основы: геоботанические карты различного масштаба, многочисленные маршрутные описания растительности, материалы лесной таксации, космические и аэрофотоснимки.

2. Получив индикационные материалы по одному маленькому бассейну, эти данные можно использовать, как показывают наши анализы, для составления карт снежного покрова для территорий, больших этого бассейна на 4-5 порядков.

3. Возможность использования данных метеорологических станций для получения индикационной шкалы позволяет в ряде наиболее изученных районов не проводить специальных исследований, а, используя стандартные данные, распространять их на прилегающие территории при картировании снежного покрова.

4. Отображение данных о снежном покрове ареалами (это предопределяется картографической основой) более реально характеризует географию снежного покрова, нежели изолиниями, что особенно важно при составлении карт районов со сложной орографией.

Учитывая, что в литературе имеется большое количество указаний на значительную роль снежного покрова в формировании закономерностей географии растительности в различных горных районах и на обширных территориях средних и высоких широт, правомерно полагать: при дальнейшей разработке примененную нами методику построения карт снежного покрова можно будет использовать и для других территорий.

Г Л А В А 3

ЗАПАСЫ ВОДЫ В ЛЕДНИКАХ

Основные районы современного оледенения Алтая - это Катунский, Северо- и Южно-Чуйский хребты, в географии которых доминирующим компонентом являются нивально-гляциальные системы. Горные бассейны с оледенением являются первичной и основной структурной единицей пространственного распределения элементов нивально-гляциального комплекса и стокоформирующих поверхностей [108]. Ясно, что изучать все горно-ледниковые бассейны мы не имеем возможности. Поэтому в своих исследованиях выбираем лишь те опорные бассейны, которые достаточно хорошо показывают динамику природных льдов и талого стока. В Горном Алтае это бассейны Томички, Аккема, верховьев Катунь и Актру, где сотрудниками Томского университета проводятся гляциологические исследования.

В данной работе не приведена физико-географическая характеристика исследуемого региона. Подробное ее описание можно найти в монографии "Горноледниковые бассейны Алтая" и сборниках "Гляциология Алтая" [37-40, 108].

3.1. Режим ледников

Катунский хребет

Расчет изменения баланса массы ледников даже одного ледникового центра представляет собой определенную методическую трудность, поскольку наблюдения, как правило, приурочены к отдельным ледникам. Попробуем рассмотреть режим ледников горного узла Белухи за период одновременной работы гидрометеостанций Аккем и Катунь: 1932-1936 гг. В то время никаких наблюдений за балансом льда не проводилось. Однако на основе полевых работ 1967-1975 гг. разработана модель расчета составляющих ледового баланса крупных долинных ледников при условии, что недалеко от них действует гидрометеорологическая станция, известны градиенты снегозапасов в бассейне и их изменчивость, определены для данного района коэффициенты таяния льда и снега, известны градиенты летних температур и выяснено количественное влияние летних снегопадов на поверхностную абляцию. Некоторые результаты этой работы опубликованы в [27,28,30,31], а более полное решение проблемы вылилось в самостоятельное исследование [29]. Не останавливаясь на описании модели, которое можно

найти в [108] , заметим только, что ледовый баланс ледников и его составляющие рассмотрены нами при следующих допущениях:

а) толщина снежного покрова на склонах преимущественно северной или южной экспозиций находилась по опорным ГМС (снегосъемки показали, что эти величины на высотах опорных пунктов примерно соизмеримы);

б) количество осадков, выпавших летними снегопадами, рассчитывалось с учетом полученных градиентов, т.е. дифференцировано по высотным зонам;

в) градиенты температур брались в расчет отдельно для каждого месяца;

г) на языках ледников преимущественно северной экспозиции толщина слоя наложенного льда принималась равной 10 см, в фирновых бассейнах - 20 см (основная часть фирновых бассейнов ледников Алтая - это фирново-ледяная зона [6,23]). Для ледников преимущественно южной экспозиции на языках и в фирновых бассейнах толщина слоя наложенного льда принималась равной 20 см.

Рассмотрим полученные результаты. В табл. 3.1. составляющие ледового баланса рассчитывались в соответствии с формулой [123]:

$$X_s \pm D \pm U \pm E - A_{l+s} + F_{l+f} = \Delta Y.$$

где X_s - твердые осадки; $\pm D$ - баланс метелевого снега;

$\pm U$ - баланс лавинного снега; $\pm E$ - разница конденсации-испарения; A_{l+s} - абляция снега и льда на леднике; F_{l+f} - внутреннее питание; ΔY - изменение массы льда.

Ошибки в случае прямого определения составляющих ледового баланса не превышают 7% [49,50] , в случае расчетов по модели - не более 10% от величины суммарной абляции или аккумуляции. Величины ледового баланса и их отдельные составляющие для каждого из ледников даже в пределах одного склона и одного бассейна отличны друг от друга, поэтому и колебания ледников в такой степени разнообразны.

Показатель влияния ороклиматической системы на отдельный ледник - его ледовый баланс за конкретный год - есть совокупность сложных характеристик самой системы (орография, климат). При определенных климатических колебаниях реакция ледника на изменение ороклиматических характеристик может быть различной за счет летних снегопадов, метелевого переноса, лавин. Очевидно поэтому связать ледовый баланс с простыми климатическими параметрами не всег-

Таблица 3.1

Составляющие ледового баланса некоторых ледников
горного узла Бедухи за 1932-1936 гг., г/см²

Сезон	X_s	$\pm D$	+U	-E	A_s	A_l	F_l	Δy
Гоблера								
1932/33	78	0	38	7	36	159	I	-85
1933/34	93	0	43	7	34	92	I	+ 4
1934/35	93	0	44	7	56	230	I	-155
1935/36	113	0	53	7	-	-	-	-
Черный								
1932/33	73	0	47	7	40	103	2	-28
1933/34	80	0	51	7	38	42	2	+46
1934/35	87	0	55	7	75	174	2	-112
1935/36	110	0	70	7	-	-	-	-
Большой Берельский								
1932/33	69	0	19	7	42	132	I	-92
1933/34	81	0	21	7	39	60	2	- 2
1934/35	83	0	22	7	65	207	I	-173
1935/36	105	0	29	7	-	-	-	-
Малый Берельский								
1932/33	72	0	11	7	40	100	2	-62
1933/34	81	0	12	7	36	46	3	+ 7
1934/35	86	0	13	7	68	183	2	-157
1935/36	109	0	17	7	-	-	-	-
Родзевича								
1932/33	58	-2	22	4	25	43	4	+10
1933/34	46	0	21	4	17	55	2	-7
1934/35	60	0	23	4	42	117	-	-77
1935/36	73	-4	24	4	-	-	-	-

да удается. Несмотря на то, что при определенных климатических колебаниях ледовый баланс каждого из ледников изменяется по-своему, временной градиент ледового баланса однотипных ледников горного узла одинаков. Поэтому при крупных климатических флуктуациях ледники на климат должны реагировать тоже одинаково: либо отступать, либо наступать.

Информацию о режиме ледников отобразим картографическим способом. Первые такие карты построены лишь для Кавказа [53], поэтому возникла необходимость проверки предлагаемой методики и для ледников Алтая на примере какого-либо хорошо изученного района. Таким подходящим объектом является Катунский хребет, о котором имеется наиболее полноценный гляциологический материал. Ниже рассмотрим следующие элементы: величины абляции - аккумуляции на высоте фирновой границы (где они измерены или могут быть рассчитаны на основе полевых измерений), структуру удельного баланса массы, структуру водного баланса в горно-ледниковых бассейнах. Наиболее полные наблюдения на территории Катунского хребта проводились лишь на ледниках Томич и Родзевича: № 69 и 205 (нумерация приводится по Каталогу ледников СССР [57-59]). Наблюдения за аккумуляцией (одноразовые снегосъемки) проводились на ледниках № 74, 174, 199, 204, 206, 208, 322, 332, 333, 387, 390, 391 (табл. 3.2). Эпизодические наблюдения за абляцией (поверхностное таяние на языках ледников) проводились на меньшем числе ледников: № 13, 14, 73, 189 [III]. Опубликованы также материалы наблюдений за абляцией и движением ледников в бассейне Белой Берели [81, 146]. Практически это вся немногочисленная информация, которой мы располагаем по данному району. К тому же полевые исследования велись в различные годы и в разное время.

Наиболее длинный ряд наблюдений за составляющими баланса массы имеется по леднику Томич (с 1969 по 1973 г.), но и он не может полностью характеризовать даже свой режим. С помощью моделирования составляющих ледового баланса ледников Родзевича получен ряд с 1950 по 1976 г. Величины, близкие к средним, мы можем получить, воспользовавшись опытом, который применяется при проведении подобных расчетов в гидрологии.

Составляющие режима ледников, как "продукт" климата, испытывают определенные колебания за ряд лет. Поэтому важно знать, в какой период проведены наши наблюдения. Да и сам подсчет среднего значения даже при наличии относительно длинного ряда требует опре-

Таблица 3.2

Основные морфологические характеристики ледников
Катунского хребта, охваченных наблюдениями (по [57,59])

№ по каталогу	Название	Название реки, вытекающей из ледника	Морфологический тип	Экспозиция	Площадь, км ²	Высота, м, фирн. границы
13	Геблера	Катунь	сл. дол.	ЮЗ	9,6	2800
14	Западный	пр. р. Катунь	кар.-дол.	ЮВ	2,2	2800
69	Томич	пр. р. Мульта	кар.	В	1,6	2650
74	б/н	пр. р. Мульта	кар.-дол.	С	1,6	-
174	Иолдоайры	Иолдоайры	котл.	СВ	3,5	2750
189	Бр. Троновых	Иштутайры	дол.	З	10,4	2750
199	Лев. Аккемский	пр. р. Аккем	кар.	СВ	0,2	2650
204	Маркошева	пр. р. Аккем	вис.-кар.	В	0,8	2950
205	Родзевича	Аккем	дол.	С	10,4	3000
206	Шушкина	пр. р. Аккем	вис.-кар.	СЗ	1,5	3000
208	ТГУ	пр. р. Аккем	кар.-дол.	СЗ	1,5	3120
322	б/н	Амбулак	дол.	ЮВ	0,7	3200
332	Курусай I	пр. р. Курусай	дол.	С	4,3	3040
333	Курусай II	Курусай	дол.	С	3,3	3040
387	б/н	пр. р. Куркуре	кар.-дол.	В	1,0	2300
390	б/н	пр. р. Иедыгем	кар.-дол.	СЗ	0,4	-
391	Сапожникова	Иедыгем	дол.	СВ	13,2	2800

деленной выборки. Поясним все вышесказанное на примере ледника Родзевича, для чего построим интегральные кривые фоновых снегозапасов, абляции и самой величины ледового баланса. В качестве периода осреднения возьмем один полный цикл колебаний водности, преодоленный по створу ГМС Аккем с 1958 по 1971 г. В этом случае фоновые снегозапасы равны 82, абляция - 95, а ледовый баланс - $+2 \text{ г/см}^2$. Если взять в качестве периода осреднения все время, за которое подсчитан ледовый баланс этого ледника, то фоновые снегозапасы равны 78, абляция - 98, баланс - $+2 \text{ г/см}^2$, т.е. разница довольно значительна, особенно в снегонакоплении.

Ледник Родзевича - это единственный ледник, по которому ледовый баланс рассчитан за сравнительно длинный промежуток времени. Среднее из наблюдений по леднику Томич будет явно завышено, т.к. в период с 1969 по 1973 г. климатические условия были благоприятными для существования ледников.

Вторым способом получения величины, близкой к средней многолетней, может быть расчет за год, средний по климатическим условиям. Анализ снежности по близлежащим метеостанциям, расположенным в долинах, непосредственно на ледниках и снегомерных маршрутах горно-таежной зоны, показывает их несинхронность во времени, которая возникает за счет ветрового перераспределения снега на ледниках. Поэтому динамика снежности рассматривалась на примере расчетов ледового баланса ледника Родзевича. Год со средней абляцией также выбран по этому ряду, т.к. анализ изменчивости температур не учитывает начала и конца абляционных периодов, которые чаще всего не совпадают с календарным летом (по крайней мере, на территории Катунского хребта). Соответствующим годом, за который компоненты ледового баланса оказались близки к среднему многолетнему, является 1973. Снегонакопление на высоте фирновой линии за этот год равнялось 740 мм. Среднегодовое количество снега, выпавший на этой высоте за вычетом испарения, равняется 750 мм, ставший слой - 740 мм. Таким образом, этот метод для расчетов вполне приемлем.

Большая часть снегомерных работ проводилась не в 1973 г., поэтому нами оценена возможность привлечения для расчетов этих материалов. Если предположить, что колебания величин аккумуляции и абляции на ледниках происходят синхронно (на это указывает сравнение составляющих ледового баланса ледников Томич и Родзевича), то, умножив полученную величину снегозапасов на коэффициент "снежности" данного года (отношение аккумуляции данного года к среднему), получим величину, близкую к средней. Проверим это на материалах сне-

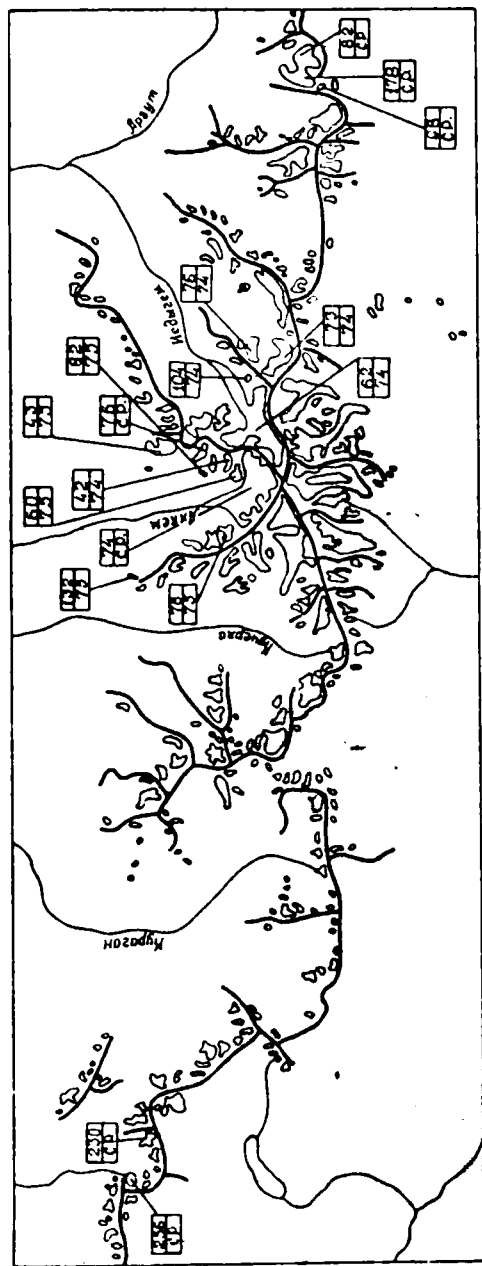


Рис. 3.1. Схематическая карта режима ледников Катунского хребта.
В квадрате – аккумуляция на высоте фирновой границы
и год ее измерения, либо ее величина, близкая к средней
многолетней

Таблица 3.3

Составляющие ледового баланса ледника Родзевича, г/см²

Год	X_s	$\pm D$	+ U	E	A_s	A_i	Δy
1949/50	64	-4	23	4	30	83	-33
1950/51	77	-5	29	4	34	76	-13
1951/52	77	-4	26	4	34	45	+16
1952/53	73	-4	33	4	39	120	-61
1953/54	80	-2	30	4	25	40	+39
1954/55	74	-4	27	4	39	103	-49
1955/56	94	-1	32	4	35	28	+58
1956/57	56	-5	23	4	23	42	+16
1957/58	110	-2	36	4	28	10	+102
1958/59	86	-4	31	4	36	78	-5
1959/60	75	-2	26	4	23	29	+43
1960/61	85	-5	30	4	33	31	+42
1961/62	71	-5	24	4	45	125	-84
1962/63	77	-4	30	4	35	68	-4
1963/64	77	-3	29	4	36	72	-9
1964/65	74	-4	28	4	34	95	-35
1965/66	90	+2	30	4	45	72	+1
1966/67	77	-4	32	4	17	30	+54
1967/68	72	-2	24	4	38	88	-36
1968/69	80	-3	27	4	42	89	-31
1969/70	83	-4	28	4	29	33	+41
1970/71	90	+4	33	4	29	40	+54
1971/72	79	0	27	4	29	48	+25
1972/73	83	-2	28	4	35	56	+14
1973/74	61	-3	22	4	40	193	-157
1974/75	57	+3	18	4	19	54	+1
1975/76	66	+4	26	4	17	21	+54
Среднее	78	-2	28	4	32	66	+2

Таблица 3.4

Составляющие ледового баланса ледника Томич, г/см²

Год	χ_s	$\pm D$	$+U$	A_{l+s}	F_{l+f}	Δy
1968/69	211	-40	45	248	9	-23
1969/70	190	-60	36	134	11	+43
1970/71	183	+86	71	186	18	+172
1971/72	206	- 6	53	216	22	+59
1972/73	195	-29	43	220	23	+12
1973/74	-	-	-	248	-	-

Таблица 3.5

Составляющие ледового баланса ледников в наиболее типичной точке фирнового бассейна, мм

Составляющие	Ледник Томич (1971/72 г.)	Ледник Родзевича (1974/75 г.)
Аккумуляция	2350	830
Фирновый остаток	550	180
Испарение	40	50
Внутреннее питание	368	80
Сток	1392	520

Таблица 3.6

Составление ледового баланса ледника Томчи в различных
высотных зонах, г/см²

Год	Высота, км				
	2,2-2,3	2,3-2,4	2,4-2,5	2,5-2,6	2,6-2,8

Аккумуляция

1968/69	158	190	215	266	274
1969/70	149	160	175	177	184
1970/71	221	289	357	361	296
1971/72	146	175	269	316	392
1972/73	176	176	231	264	282

Абляция

1968/69	366	306	254	244	238
1969/70	270	227	148	119	103
1970/71	272	242	181	146	90
1971/72	304	269	243	207	218
1972/73	256	251	220	197	160

Баланс

1968/69	-208	-116	-39	+22	+36
1969/70	-121	-67	+27	+58	+81
1970/71	-51	+47	+176	+215	+206
1971/72	-158	-94	+26	+109	+174
1972/73	-80	-76	+11	+67	+122

гомерных работ, выполненных в бассейне р. Аккем (в 1975 г. на леднике Родзевича проводились снегомерные работы). С учетом снеготаяния от начала периода абляции до даты снегосъемки, рассчитанного по модели, аккумуляция на высоте фирновой границы равна 62 г/см^2 . Снежность 1975 г. была на 30% меньше нормы. Приведа снегозапасы к среднему, получим 88 г/см^2 . Ошибка этого расчета равна 19%.

В 1973, 1974, 1975 гг. снегомерные работы проводились на леднике ТГУ. Аккумуляция на высоте фирновой границы, определенная за эти годы, соответственно равна 76, 58, 86 г/см^2 . Ошибка лежит в пределах от -13 до +22%. Как видно, погрешность этого метода довольно значительна (очевидно, из-за метелевого перераспределения снега на леднике) и применять его не рекомендуется.

Среднегодовую или близкую к ней величину аккумуляции на высоте фирновой границы можно определить из непосредственных наблюдений на ледниках № 69, 74 и на основе расчетов по модели ледового баланса для ледника № 205, а также для ледников Иолдоайры (№ 174), ТГУ (№ 208) и Курсайской группы (№ 322, 332, 333) из расчетов по материалам снегосъемок (рис. 3.1). Все остальные интересные нас величины режима рассмотрены для двух ледников: Томич и Родзевича (табл. 3.1-3.6). Покажем также величины аккумуляции на высоте фирновой границы, полученные за отдельные годы, приведение которых к средним многолетним в настоящее время не представляется возможным.

Анализ зависимости градиентов стаивания от абсолютной высоты и экспозиции склонов показал, что в отдельные годы она нелинейна из-за влияния летних снегопадов. Поэтому приведение величин стаивания к фирновой границе по полученным градиентам кажется нам не корректным, т.е. наблюдения за абляцией проводились только в нижней части языков ледников.

Северо- и Южно-Чуйские хребты

Изменение ледового баланса в течение сезона абляции рассмотрим на примере ледника Малый Актру (табл. 3.7). Аккумуляция снега на ледниках в зимний сезон зависит от количества выпадающих осадков и от их перераспределения метелевыми и лавинными процессами. Наиболее интенсивное накопление снега, судя по снегосъемкам и измерениям осадков, происходит осенью и весной. Летом абляция часто прерывается снегопадами.

В качестве объекта, ледовый баланс которого может быть вычис-

лон за длительный период времени, выбран ледник Малый Актру. Непосредственными наблюдениями ледовый баланс определен за 1977-1980 гг. При помощи моделирования составляющих ледового баланса получены данные, начиная с 1972/73 балансового года. В отличие от предыдущих подобных расчетов в модель внесены некоторые изменения, касающиеся специфики наблюдений в этом горно-ледниковом бассейне. Так, величина снегонакопления рассчитывалась по данным максимальных снегосъемок, которые проводятся в бассейне с весны 1973 г. Перенос снега метелями оценивался по методу В.М.Котлякова [68] с поправкой на то, что в зонах метелевого сноса остается около 300 мм снега за счет шероховатости подстилающей поверхности. Рассчитанные по вышеизложенной методике величины аккумуляции и абляции ледника Малый Актру за четыре года отличаются от непосредственно измеренных не более чем на 6%. На основе наблюдений оценена величина внутреннего питания и за 1972-1976 гг. принята равной 9 г/см^2 (табл. 3.8).

Непосредственные наблюдения за ледовым балансом в бассейне р.Актру проводились также в 1977-1980 гг. на леднике Водопадном, в 1978-1980 гг. - на леднике Левый Актру. В 1977 г. была выполнена снегосъемка на ледниках Левый Актру и Стажер, в 1980 г. - на леднике Правый Актру. По материалам наблюдений определены ледовые балансы этих ледников за соответствующие год. (табл. 3.9). Полученные материалы по бассейну р.Актру подтверждают наш вывод, сделанный на основе анализа режима ледников горного узла Белухи.

Основную информационную нагрузку на схематической карте ледников Северо- и Южно-Чуйских хребтов несет величина аккумуляции на высоте фирновой границы, определенная непосредственными наблюдениями в 1980 г. (рис. 3.2). Структура удельного баланса в наиболее типичной точке фирнового бассейна установлена для двух ледников - Малого Актру и Водопадного - за год, близкий по величине баланса к нулю, - 1980 (табл. 3.10). Величина аккумуляции выявлена весенней снегосъемкой, зимние испарения приняты равными 4 г/см^2 , летних - 0. Фирновой остаток измерен непосредственно в конце сентября. Величина внутреннего питания в фирновых бассейнах ледников определена по изменению плотности фирнового остатка весной и осенью. Структура водного баланса показана на примере горно-ледникового бассейна р.Актру. Изменение баланса по высотным зонам показано на примере ледника Малый Актру (табл. 3.11).

Таблица 3.7

Динамика составляющих ледового баланса ледника
Малый Актру в летний сезон 1978 г., г/см²

Дата	Аккумуляция	Абляция	Внутреннее питание	Баланс
15.05	57,1	0,0	0,0	57,1
30.06	57,1	44,6	3,5	16,0
08.07	57,1	52,9	4,2	8,4
21.07	57,1	82,2	6,5	-18,6
06.08	60,0	98,5	7,8	-30,7
30.08	63,2	112,5	8,9	-40,4
26.09	64,0	114,0	9,0	-41,0

Таблица 3.8

Составляющие ледового баланса ледника Малый
Актру, г/см²

Сезон	$\chi_s - E$	+ U	$\pm D$	A_{1+s}	F_{1+f}	Δy
1972/73	53	7	-4	56	9	+9
1973/74	51	7	-4	219	9	-156
1974/75	102	21	-7	78	9	+47
1975/76	86	17	-8	36	9	+68
1976/77	94	15	-8	60	8	+49
1977/78	48	8	+1	114	9	-48
1978/79	60	10	-2	136	9	-58
1979/80	78	12	-4	72	8	+22
Среднее	72	12	-5	96	9	-8

Таблица 3.9

Составляющие ледового баланса ледников бассейна р.Актру,
г/см²

Сезон	Характеристика	Ледники			
		Водо- падный	Левый Актру	Стажер	Правый Актру
	Площадь, км	0,93	6,25	0,24	4,62
1976/77	Аккумуляция	30	99	101	-
	Абляция	25	75	25	-
	Баланс	+5	+24	+76	-
1977/78	Аккумуляция	64	54	-	-
	Абляция	85	91	-	-
	Баланс	-21	-37	-	-
1978/79	Аккумуляция	30	59	-	-
	Абляция	108	127	-	-
	Баланс	-78	-68	-	-
1979/80	Аккумуляция	40	86	-	88
	Абляция	54	88	-	58
	Баланс	-14	-2	-	+30

Таблица 3.10

Структура составляющих ледового баланса ледников в
наиболее типичной точке фирнового бассейна за 1979/80
балансовый год, мм

Составляющие	Ледники	
	Малый Актру	Водопадный
Аккумуляция	1000	1020
Фирновый остаток	430	520
Испарение	40	40
Внутреннее пита- ние	160	130
Сток	370	330

Таблица 3.II

Составляющие ледового баланса ледника Малый Актру в
различных высотных зонах, г/см²

Сезон	Высота, км					
	2,25-2,5	2,5-2,9	2,9-3,2	3,2-3,3	3,3-3,4	более 3,4

Аккумуляция

1972/73	36	54	65	46	65	68
1973/74	35	51	63	45	63	66
1974/75	76	121	142	68	134	134
1975/76	67	103	120	57	112	111
1976/77	52	69	104	72	128	142
1977/78	41	53	62	41	51	56
1978/79	42	61	73	56	74	73
1979/80	55	79	100	62	102	103

Абляция

1972/73	366	192	104	17	0	0
1973/74	507	342	266	257	123	80
1974/75	350	175	74	53	0	0
1975/76	316	136	22	18	0	0
1976/77	392	202	54	40	0	0
1977/78	392	224	132	95	19	0
1978/79	419	262	196	172	69	0
1979/80	389	221	113	23	0	0

Баланс

1972/73	-330	-138	-39	+29	165	+68
1973/74	-472	-219	-203	-212	-60	-14
1974/75	-274	-54	+68	+15	+134	+134
1975/76	-249	-33	+98	+39	+112	+111
1976/77	-340	-133	+50	+32	+128	+142
1977/78	-351	-171	-70	-54	+32	+56
1978/79	-337	-201	-123	-116	+5	+73
1979/80	-334	-142	-13	+39	+102	+103

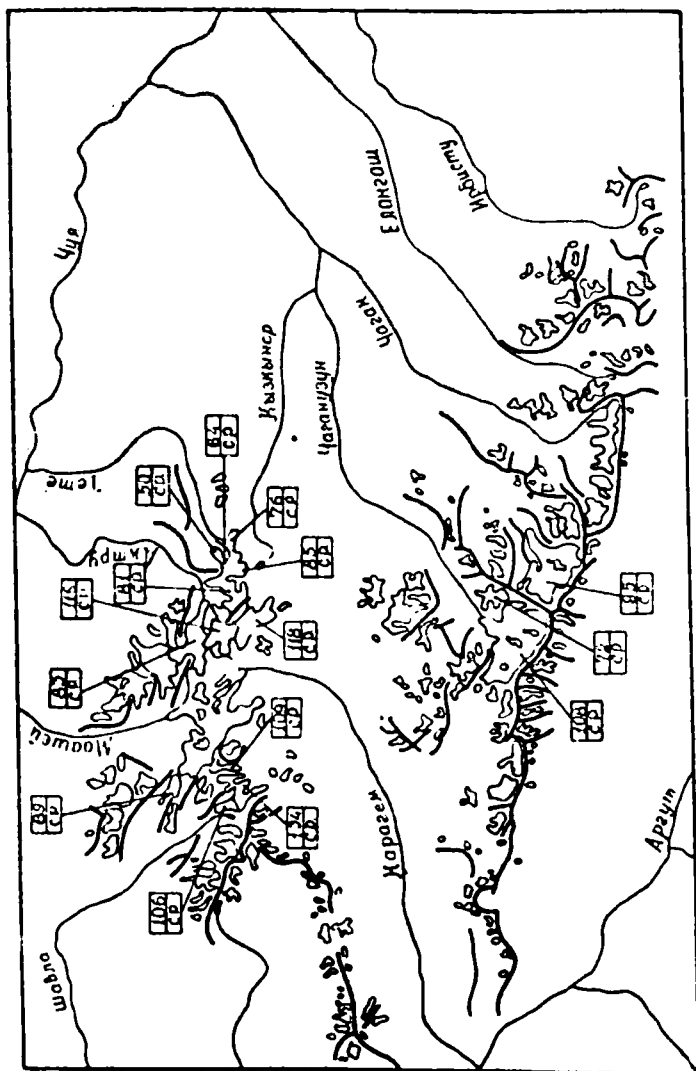


Рис. 3.2. Схематическая карта розлива ледников Северо- и Южно-Чуьского хребтов. Условные обозначения см. на рис. 3.1

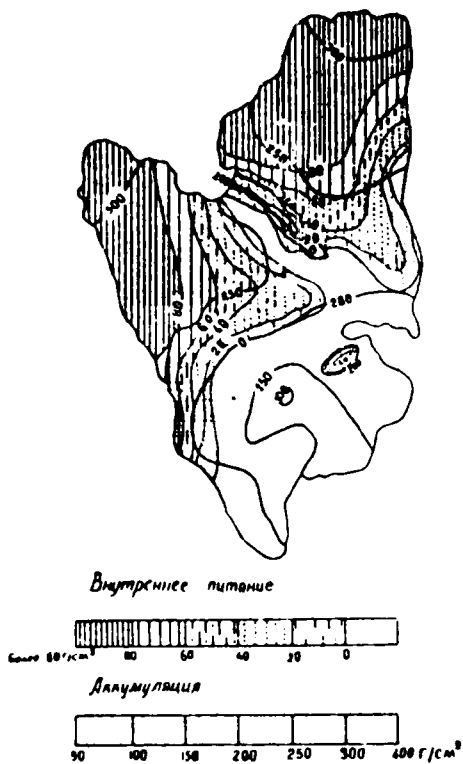


Рис. 3.3, а. Аккумуляция и внутреннее питание ледника Томич



Рис. 3.36. Таливе на ледника Томыч

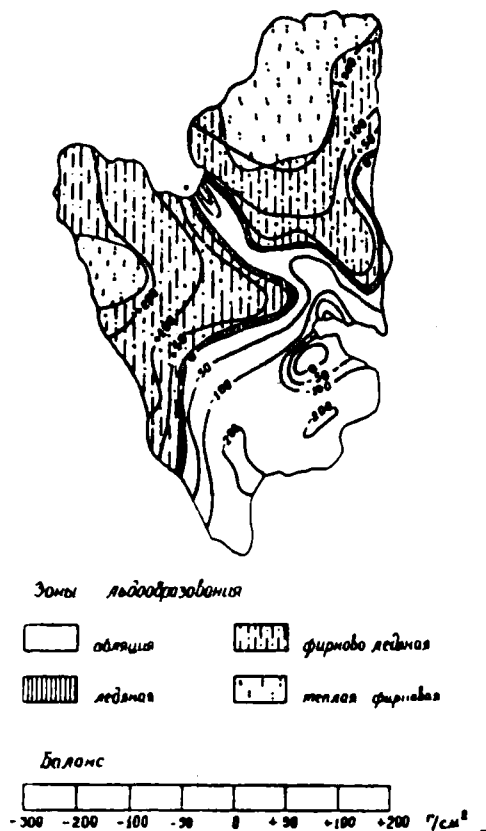


Рис. 3.3в. Удельный баланс массы и зоны льдообразования ледника Томич

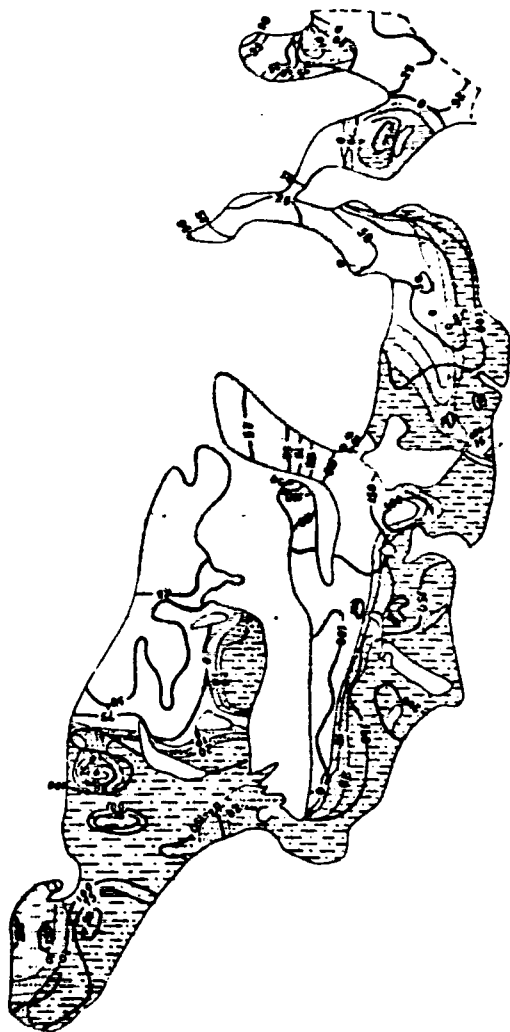


Рис. 3.4а. Аккумуляция и внутреннее питание на ледниках бассейна Актру. Условные обозначения см. на рис. 3.3а



Рис. 3.46. Абляция, г/см^2 , ледников бассейна Актру



Рис. 3.4в. Удельный баланс массы и зоны льдообразования ледников.
Актру. Условные обозначения см. на рис. 3.3в

Бассейны Томички, Аккема, Актру

В предыдущих разделах дана характеристика внешнего массообмена для крупных ледниковых узлов. Попытаемся дать характеристику режима ледников тех отдельных бассейнов, в которых будет исследован водный баланс.

Режим поверхностного массообмена ледников покажем на нескольких схематических картах: аккумуляции, таяния, баланса, величины внутреннего питания и зон льдообразования. Для построения карты аккумуляции использованы материалы снегомерных работ за год, близкий по величине снегонакопления к среднему многолетнему: для ледника Томич - 1972 г., для ледников бассейна р. Аккем - 1975, для ледников бассейна р. Актру - 1980 г. Как правило, наблюдения за абляцией на исследуемых ледниках были поставлены таким образом, чтобы рассчитывать ледовый баланс по чистой аккумуляции и чистой абляции. Поэтому карты таяния для ледника Томич и ледников бассейна р. Актру составлены на основе максимальных снегозапасов и баланса без учета внутреннего питания. Слой стаявшего льда для построения балансовых карт рассчитывался: для ледника Томич за 1972 г., для ледников бассейна Актру - как среднее за 1978 и 1980 гг. Фирновые остатки, близкие к среднему многолетнему, наблюдались: на леднике Томич - в 1972 г., на ледниках бассейна р. Актру - в 1980 г. На ледниках бассейна р. Аккем карта таяния была построена на основе наблюдений 1968 и 1975 гг. Полученные карты режима ледников в исследованных бассейнах приведены на рис. 3.3 и 3.4.

Величина внутреннего питания (F_{i+f}) и вид зон льдообразования определялись в зависимости от мощности снежно-фирновой толщи и количества воды, поступившей на поверхность фирнового бассейна. Принято считать, что сток из фирнового бассейна происходит только после того как завершились процессы льдообразования. В действительности это не совсем так. В случае образования мощных ледяных корок сток может наблюдаться раньше чем реализованы запасы холода в снежно-фирновой толще. Количество воды, поступившее на поверхность фирнового бассейна, можно определить, используя суммарные снегозапасы, фирновый остаток текущего года и летние осадки. Для определения мощности снежно-фирновой толщи при условии, что фирн переходит в лед на n -й год, было принято: толщина пачек фирновых слоев равна средней толщине одного слоя, умноженного на n . Допускалось, что оседание фирна незначительно,

В этом случае

$$h_f = \frac{b_{fcp}}{0,5} n, \quad (3.1)$$

где h_f - толщина фирна (см); b_{fcp} - водозапас фирнового остатка, по величине близкого к среднему многолетнему (г/см^2).

Если высота снежно-фирновой толши меньше активного слоя (его величину для бассейнов Мульты и Актру можно оценить в 10 м, а для бассейна Аккема - в 13 м), то

$$F_{l+f} = 0,8 h_{f_i} + \sum_1^n b_{fn} (\rho_n - \rho_{n-1}), \quad (3.2)$$

где 0,8 - плотность наложенного льда (г/см^3); h_{f_i} - его толщина (см); ρ - плотность соответствующего слоя (г/см^3); b_f - фирновый остаток (г/см^2), n - порядковый номер слоя фирна, в котором рассчитывается льдообразование (на леднике Томчи изменяется от I до 4, на ледниках Аккема и Актру - от I до 6); $n-1$ - вышележащий слой.

При условии, что $b_{fn} = b_{fcp}$, а также, что плотность снежно-фирновой толши сверху вниз изменяется следующим образом: для Мульты - 0,50, 0,60, 0,67, 0,72, 0,77; для Аккема и Актру - 0,50, 0,62, 0,65, 0,68, 0,71, 0,74, 0,77 г/см^3 .

$$F_{l+f} = 0,8 h_{f_i} + 0,54 b_{fcp}. \quad (3.3)$$

Если высота снежно-фирновой толши больше активного слоя, то общая величина льдообразования приравнивается сумме весеннего (F_1) и осеннего (F_3), величину которой описывает второй член в уравнении (3.2).

Ледяная зона на ледниках региона представлена полосой наложенного льда вдсть сезонной снеговой границы или фирновой линии, если последняя расположена ниже сезонной снеговой границы. Ее ширина на ледниках не превышает 25-30 м и в масштабе карт не выражается. Фирново-ледяная зона выделена в точках при

$$\begin{cases} R > 0; \\ h_f + h_s < h_{ak}, \end{cases} \quad (3.4)$$

где R - сток; h_f - толщина фирна; h_s - толщина сезонного снега; h_{ak} - толщина активного слоя.

Теплая фирновая зона определена в точках, где

$$\begin{cases} R > 0; \\ h_f + h_s > h_{ak}. \end{cases} \quad (3.5)$$

Холодная фирновая зона наблюдается при условии

$$\begin{cases} R = 0; \\ h_f + h_s > h_{ак}. \end{cases} \quad (3.6)$$

Снежно-ледяная зона наблюдается лишь на плато Бодухи (бассейн р. Аккем) на высотах более 3600 м. Снежная зона на ледниках Алтая не наблюдается.

3.2. Водный баланс

Наблюдения за водным балансом в исследуемых бассейнах, как и за балансом льда на ледниках, проводились в разное время. Для временной привязки полученных материалов можно воспользоваться наиболее длинным рядом наблюдений за стоком р. Аккем (рис. 3.5).

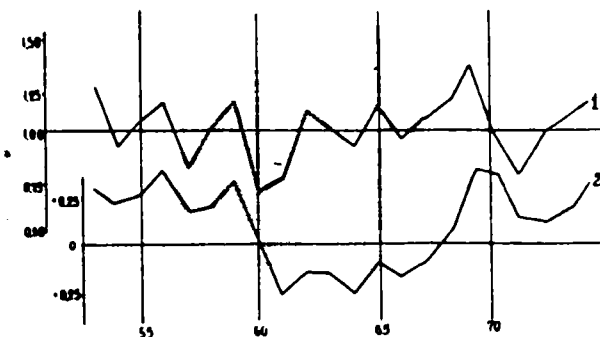


Рис. 3.5. Динамика водности р. Аккем — ГИС за период наблюдений: 1 — отношение среднегодового расхода к среднему многолетнему; 2 — интегральная кривая

Бассейн Томички

Водный баланс Томички определялся непосредственными наблюдениями на основе учета всех составляющих. Величина стаяемого слоя определялась либо повторными снегосъемками, либо, как и для определения таяния льда, — при помощи абляционных реек. Потери на льдообразование в леднике Томич рассчитывались по данным наблюдений в шурфах. Ежемесячные величины жидких осадков в бассей-

не получены по сети суммарных осадкомеров. Непосредственные наблюдения за испарением с тающей поверхности снежного покрова проводились на леднике Томич в 1972 г. Они показали, что без большого ущерба испарение можно принять равным нулю. Об этом же говорят и расчеты теплового баланса тающей поверхности [112,143]. С помощью инструментальных наблюдений за испарением в бассейне р. Аккем летом 1974 г. было установлено, что его величина на высоте 2100 м не превышает за весь летний сезон 40-50 мм и довольно хорошо совпадает с расчетами по [67,99]. Поэтому в бассейне Томички испарение с внеледниковой поверхности после схода снежного покрова определялось методом А.Р.Константинова.

Сток измерялся с начала его увеличения весной до прекращения периода абляции в бассейне, либо до полного перемерзания водотока. Ошибки его измерения составили не более $\pm 10\%$.

Водный баланс бассейна Томички за период колебаний приводится в табл. 3.12.

Таблица 3.12

Водный баланс бассейна Томички за 1969-1973 гг., мм

Год	Период наблюдений	W	X_t	E	У	F_{i+f}	ΔW
1969	11.06-31.08	1670	432	-104	1925	48	+25
1970	01.06-30.09	1000	970	-32	1780	68	+40
1971	01.06-30.09	1500	792	-30	2220	169	-127
1972	05.05-31.03	1352	808	-26	1896	210	+28
1973	01.06-31.03	1570	782	-48	2145	106	+54
Среднее		1421	756	-58	1995	120	+4

Примечание. W - талые воды;

X_t - летние осадки;

E - испарение;

У - сток;

F_{i+f} - внутреннее питание;

ΔW - изменение водозапаса в бассейне и
невязка водного баланса.

Верховья бассейнов Аккема и Катунь

Как уже отмечалось, полный комплекс наблюдений за водным балансом в бассейнах Аккема и Катунь не проводился. Экспедиционные наблюдения были поставлены таким образом, чтобы выявить главные источники влагопоступления, а также те, которые имеют относительно малые величины. Последние можно принять для расчетов постоянными. Основные составляющие приходной части уравнения водного баланса были увязаны с наблюдениями на близлежащих гидрометеорологических станциях. Таяние определялось по температуре воздуха, снеготаласы и летние осадки — непосредственными измерениями [31]. Водный баланс в выделенных бассейнах можно рассчитать только лишь за годы наблюдений метеостанций Аккем (1932-1936, 1950-1980 гг.) и Катунь (1932-1936 гг.).

В период одновременной работы метеостанций наиболее близким к среднему по водности был 1934 г. Отношение среднегодового расхода к среднему многолетнему равно 1,10. Нам кажется, что сток за год и определяющие его величины будут близки к средним не только для бассейна р. Аккем, но и для всего горного узла Белухи. Изменения стока определяются колебаниями стокообразующих факторов; количеством тепла, поступившего на бассейн, и суммой осадков за зимний и летний сезоны. Колебания талой составляющей стока во всех горно-лесных бассейнах должны происходить синхронно, т.к. направленность изменения поступающего тепла не нарушается различиями в экспозиции склонов. Разумеется, этого нельзя сказать об объемах талой составляющей.

Колебания количества летних осадков в горном узле во всех бассейнах происходят также параллельно, т.е. если их выпадает больше на наветренных склонах, то больше и на подветренных [31].

Рассмотрим совместный водный баланс р. Аккем-ГМС и р. Катунь-Белуха за три балансовых года: 1933-1935 (табл. 3.13). Составляющие годового баланса влаги по замыкающему створу ГМС Аккем представлены за период, включающий один цикл изменения водности: маловодный и многоводный периоды с 1958 по 1971 г. (табл. 3.13). Подробно метод расчетов полей осадков и тепла, а также саму модель расчета составляющих водного баланса можно найти в [107].

Сток в бассейне р. Аккем определен по графикам связи: среднегодовой расход — функция от стока за теплый период. В бассейне р. Катунь за рассмотренный период (1933-1935 гг.) наиболее достоверно сток подсчитан в 1935 г. [23]. Испарение с талой поверхности при-

Таблица 3.13

Водный баланс верховьев Аккема и Катунь, мм

Сезон	Лед	Сезонный снег		Осадки		Сумма влаж- попущ- ления	E	F ₁₋₄	Сток (R)	ΔW
		Внелед- пов-ть	Лед- ник	Внелед- пов-ть	Лед- ник					
Аккем - ГМС										
1932/33	64	263	55	567	156	1105	40	30	1020	+15
1933/34	83	233	38	384	120	658	35	20	919	-126
1934/35	213	296	99	451	111	1169	35	30	1100	+4
1957/58	16	339	50	402	48	855	70	30	850	-95
1958/59	125	345	82	298	95	945	35	30	970	-90
1959/60	46	274	59	132	17	588	60	30	570	-72
1960/61	48	319	74	246	54	741	70	30	684	-43
1961/62	230	356	125	186	43	940	35	30	876	-1
1962/63	116	381	83	180	36	796	30	30	860	-124
1963/64	127	366	93	154	39	779	40	30	767	-58
1964/65	167	348	92	297	80	984	30	30	935	-61
1965/66	126	408	112	233	53	932	40	30	898	-36
1966/67	46	262	32	527	61	928	45	30	906	-53
1967/68	144	401	96	280	25	946	35	30	966	-60
1968/69	160	400	108	433	95	1196	55	30	1140	-29
1969/70	51	261	61	357	63	793	40	30	828	-105
1970/71	63	314	59	206	46	688	35	30	634	-11
Среднее	105	341	81	285	54	865	44	30	853	-62
Катунь - Белуха										
1932/33	484	322	136	705	323	1970	80	55	-	-
1933/34	236	363	123	548	224	1499	80	55	-	-
1934/35	811	430	212	795	320	2568	70	55	2340	+103

нималось равным нулю. Испарение с задержанных поверхностей и морен определено по графикам Б.В.Полякова [99]. Потери на льдообразование оценены с учетом результатов, полученных в разд. 3.1.

В результате проведенных работ установлено, что в горном узле Белухи южные наветренные склоны получают существенно больше влаги и соответственно здесь больше водность рек. Интенсивность расхода влаги также выше на южных склонах. Изменения величин влагопотупления от различных источников питания и колебания самого стока во всех бассейнах происходят синхронно, но на склонах южной экспозиции амплитуда этих колебаний больше, чем на северных.

Бассейн р. Актру

К настоящему времени по горно-ледниковому бассейну Актру накоплен и обобщен обширный материал гляциогидроклиматического характера, на основе которого отражены различные условия гидрометеорологического режима, хода гляциальных процессов в области современного оледенения Центрального Алтая [134, 136, 138].

В последнее десятилетие помимо количественных оценок прихода и расхода влаги в ледниках получены сведения о режиме атмосферных осадков на различных высотных уровнях и талых вод с неледниковой поверхности. В глубоких шурфах были измерены величины внутреннего питания. Все это дало возможность перейти к балансовой оценке водных ресурсов бассейна в многолетнем разрезе.

Для расчета водного баланса принято уравнение, предложенное рабочей группой ЮНЕСКО [163]:

$$A + P_f + C - W - F - E = B,$$

где A - талые снега, фирна и льда; P_f - жидкие осадки; C - конденсация; F - замерзание вод в толще ледника; E - испарение; W - сток; B - изменение запасов воды в жидкой фазе.

При расчете водного баланса производился критический анализ исходных данных с увязкой отдельных, в основном трудноизмеряемых элементов. Это позволило определить и устранить возможные ошибки измерений некоторых составляющих и оценить достоверность полученных ранее выводов по водному режиму бассейна в целом.

Основными объектами исследования являлись ледники (отдельно фирновая область и зона абляции), погребенный лед и неледниковая поверхность. Одновременно изучались факторы формирования гидрологических процессов: микроклимат, динамика накопления и распреде-

ления снежного покрова как на ледниковой, так и на неледниковой поверхности, рыхлые отложения дна долины и подстилающие породы.

Экспериментальные гляциогидрометеорологические исследования проводились в соответствии с методическими указаниями и принципами, изложенными в работах [41,69] .

Основные измерения стока проводились на гидрометрическом створе, расположенном в районе метеостанции Актру.

Водный баланс рассчитали за 13 лет, охватив период 1968-1980 гг. (табл. 3.14). Начало балансового года определялось по дате прекращения абляции, которая в среднем приходится на начало третьей декады сентября.

Таблица 3.14

Водный баланс бассейна р. Актру - ГМС, мм

Сезон	Сезонный снег			Осадки		Сумма влаго- поступ- ления	Сток (R)	E	F _{1+f}	ΔW
	Лед-	вне- ледн- пов- ть	лед- ник	вне- ледн- пов- ть	лед- ник					
1967/68	287	211	152	149	232	1031	(872)	23	60	+76
1968/69	246	327	170	238	172	1253	(1115)	23	60	+55
1969/70	184	210	116	138	215	863	(812)	23	60	-32
1970/71	167	240	116	132	206	861	(704)	23	60	+74
1971/72	103	263	80	93	145	684	620	23	60	-19
1972/73	208	220	92	140	213	873	856	23	60	-66
1973/74	642	180	182	48	76	1128	(1000)	23	60	+45
1974/75	192	241	155	80	160	828	765	23	60	-20
1975/76	96	289	92	202	291	970	974	23	60	-87
1976/77	149	217	133	198	278	975	960	23	60	-68
1977/78	273	168	130	197	163	931	858	23	60	-10
1978/79	488	156	172	201	125	1142	1056	23	60	+3
1979/80	288	189	146	192	237	1052	992	23	60	-24
Среднее	256	224	133	154	201	968	891	23	60	-6

Примечание. Составляющие за 1980 г. подсчитаны за период с 01.04. по 08.09. Слой стока, приведенный в скобках, определен по графику связи с ГМС Аккем.

Основным компонентом влагоприхода бассейна является таяние льда, фирна, зимнего снежного покрова, средняя величина которого составляет 613 мм или 63% от приходной части уравнения водного баланса. Объем абляции ледников в средний и экстремальные годы выглядит следующим образом (табл. 3.15).

Таблица 3.15

Талые воды ледников бассейна Актру, млн м³

Название ледника	1980 г.			1974 г.			1976 г.			Среднее за 13 лет		
	Снег	Лед	Σ	Снег	Лед	Σ	Снег	Лед	Σ	Снег	Лед	Σ
Малый Актру	1,1	1,8	2,9	1,5	4,4	5,9	0,2	0,6	0,8	0,9	1,7	2,6
Правый Актру	1,9	2,4	4,3	1,8	7,0	8,8	1,4	1,0	2,4	1,6	2,8	4,4
Левый Актру	1,7	4,8	6,5	2,7	9,7	12,4	1,2	1,4	2,6	1,7	3,2	4,9
Другие ледники Актру	0,5	1,0	1,5	0,4	1,4	1,8	0,5	0,3	0,8	0,5	0,8	1,3
Все ледники	5,1	10,0	15,1	6,4	22,4	28,8	3,2	3,4	6,6	4,6	8,9	13,5

% от приходной части

14 27 41 16 57 73 10 10 20 14 28 42

На ледниковых притоках, не охваченных непосредственными наблюдениями, величина стаявшего снега и льда определялась по величинам таяния, полученным в тех же высотных интервалах на ледниках Малый и Левый Актру с учетом экспозиционной поправки.

Как показали результаты расчета (табл. 3.14 и 3.15), ледники бассейна р. Актру характеризуются большой изменчивостью годовой величины таяния снега, льда и фирна. Объем ее за исследуемый период составил в среднем 400 мм или 42% от приходной части уравнения водного баланса, максимальная величина которого достигала 73% в 1974 г., минимальная - 20% в 1976 г.

На неледниковой же части определить величину таяния несколько сложнее. Сильно расчлененный рельеф бассейна не позволяет проводить сплошные наземные снегосъемки. Поэтому в качестве основного метода исследования снежного покрова на неледниковой части бас-

сейна был взят стационарный метод по сети специально выбранных снегомерных площадок и профилей, в основных ландшафтных зонах и на разных абсолютных высотах. В период максимума снегонакопления были проведены снегомерные работы в тех местах бассейна, которые не охватывались постоянными наблюдениями. Величина данной составляющей за период наблюдений колеблется от 156 (1973) до 327 мм (1969 г.) при среднем своем значении 224 мм. От таяния снега на ледниковой и неледниковой поверхности образуется 35%, а от таяния льда - 28% общего влагоприхода.

Летние осадки определялись по фактическим материалам, полученным по 11 суммарным осадкомерам, равномерно расположенным в различных высотных зонах, а также фондовым и литературным данным предыдущих лет. Необходимо помнить, что основная масса суммарных осадкомеров установлена в 1977 г. (восемь из одиннадцати) и расчет осадков по всей бассейну за предыдущие годы можно провести, лишь уезав их динамику на опорной ГИС Актру с сетью суммарных осадкомеров.

Установлена зависимость увеличения осадков с высотой, которая и была положена в основу расчета прихода влаги на различных высотных урочьях. При этом увеличение с высотой происходит не по прямой, а по кривой, близкой к параболической. Быстрое нарастание градиента осадков прослеживается до высоты 2400 м, затем более плавное до высоты 2600 м. Далее с увеличением высоты градиенты летних осадков приближаются к нулю, либо даже принимают отрицательные значения. Анализ материалов, полученных в 1977-1980 гг., показывает, что с определенной ошибкой (отклонение от среднего не более 30 мм) для расчета водного баланса можно принять следующие допущения. Величина летних осадков в бассейне на заданной высоте слабо зависит от места их измерения (ось долины, правый и левый борт). В основном изменение величин осадков происходит в зависимости от их количества на опорной станции. Причем, чем больше их выпадает на последней, тем с большей интенсивностью идет их увеличение на более высоких уровнях. Нулевая граница градиента не зависит от величины выпавших осадков и проходит параллельно высоте 2500 м. Таким образом, расчет осадков вверх от опорной станции за месяц проводился по полученным зависимостям. Градиент осадков внутри выделенных высотных ступеней (2150-2500 м и выше) принимался при расчетах постоянным. Сток от летних осадков составляет в среднем 37% влагоприхода и колеблется в пределах от 12 (в 1974 г.) до 51% (в 1976).

Теплобалансовые наблюдения проводились на языке ледника Малый Актру и на снежно-ледяном поле Учитель, из которых следует, что в суточном ходе преобладает испарение и на него расходуется 1-2% поступившего к тающей поверхности тепла. В летнее время оно оценено в 50 мм.

Основным компонентом расходной части уравнения водного баланса является сток. Отклонения от среднегодового незначительны (коэффициент вариации равен 0,17), однако в отдельные годы, в зависимости от метеорологических условий, его составляющие изменяются в широких пределах. Ледниковый сток определяется в основном величинами поверхностного ставивания, которые зависят от теплового баланса периода абляции. За рассматриваемый промежуток времени ледниковая составляющая варьирует от 20 до 73% (табл. 3.15). Сток от атмосферных осадков (сезонная составляющая) колеблется от 27% в 1974 г.

до 80% в 1976 г. при среднем своем значении 58% (табл. 3.14). Ход этих составляющих отличается четкой асинхронностью (рис. 3.6). В годы с высокими температурами и малым количеством осадков (1974, 1978, 1979) преобладает ледниковая составляющая (от 55 до 73%), а в периоды со значительными осадками и низкими температурами (1973, 1976, 1977) – сезонная (от 60 до 80%). Водность года определяется в основном ледниковым стоком.

Детальные вычисления внутригодового хода компонентов уравнения водного баланса для бассейна Актру были выполнены по данным фактических наблюдений за 1980 г. Границы расчетных периодов приурочены к датам отсчетов по абляционным рейкам на ледниках. 1980 г. выбран для анализа не только как год с наиболее детальными и длительными наблюдениями именно для задачи расчета хода водного баланса, но и как средний по водности.

Нарастание стока после зимней межени в конце мая – начале июня связано с тальми снеговыми водами с неледниковой части бассейна. По мере увеличения интенсивности таяния начинается сток с языков ледников. С этого момента происходит усиленная аккумуляция жидкой воды бассейном (рис. 3.7). Этот период характеризуется значительными осадками, которые нередко выпадают в твердом виде, что, естественно, сказывается на количественном соотношении приходной и расходной частей уравнения водного баланса. По мере роста действующей площади ледников роль снега на неледниковой части бассейна снижается. Начиная с конца июля роль талых вод с ледников в формировании стока становится определяющей.

Доля ледниковых вод от приходной части уравнения
водного баланса по декадам за 1980 г., %

Июнь			Июль			Август		
I	2	3	I	2	3	I	2	3
29	30	30	28	38	50	40	89	67

Так, ледниковый сток за июнь составляет 30%, за июль - 39, за август - 66% от общего влагоприхода (табл. 3.16).

Величина баланса воды (В) за расчетный интервал времени в целом положительна в первую половину сезона абляции и отрицательна во вторую.

Исходя из общего объема запасов воды в бассейне (рис. 3.7, зависимость ΣB) можно заметить, что максимум приходится на первую половину июля, потом начинается более плавная сработка, но к концу сезона еще остается значительное количество воды (около 120 мм), которое и обеспечивает основную часть зимнего стока, а также осеннее льдообразование.

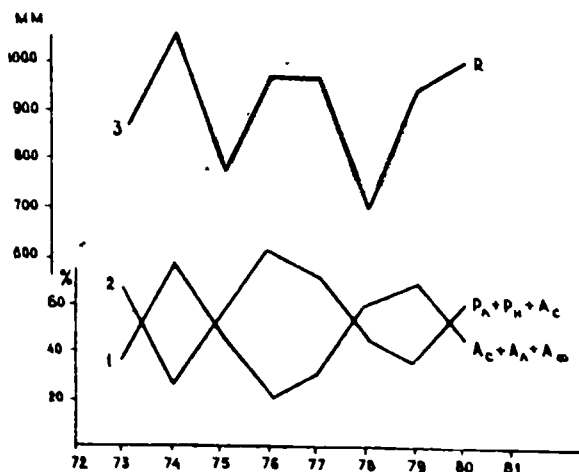


Рис. 3.6. Ход ледниковой (I) и сезонной (2) составляющих стока, а также годовые колебания стока за 1968-1980 гг. (2)

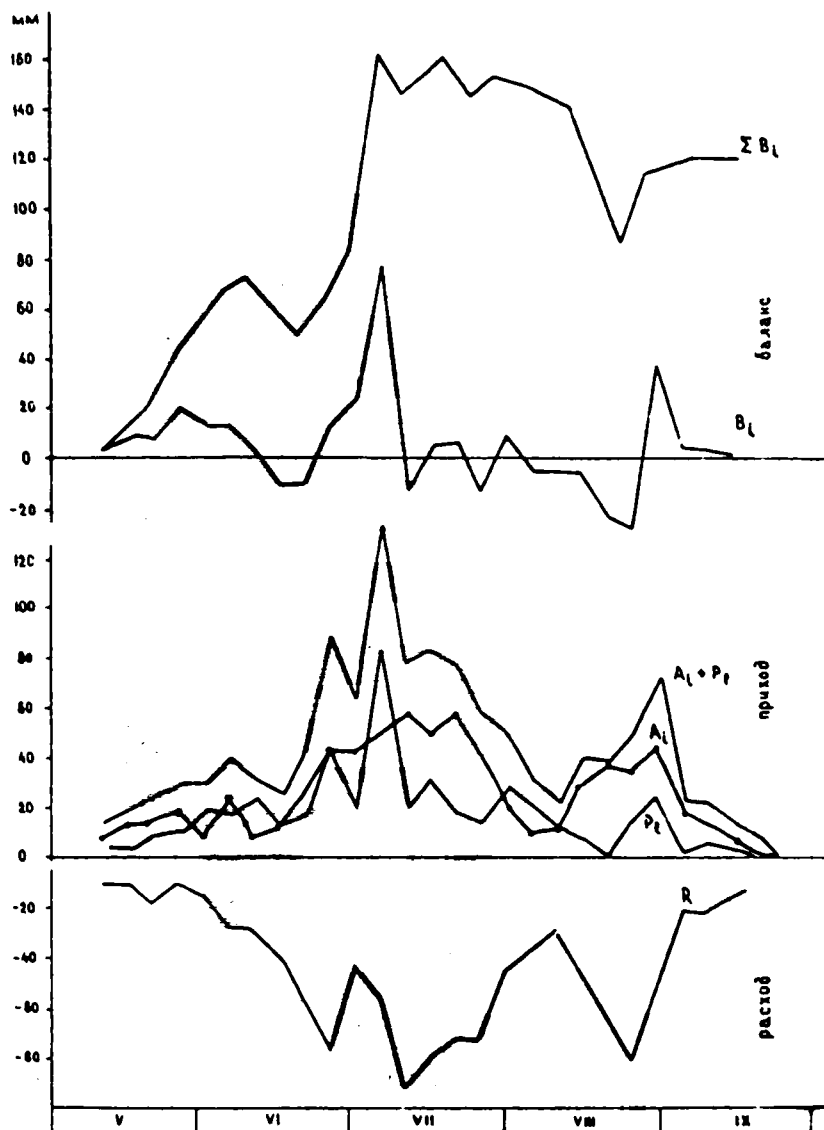


Рис. 3.7. Динамика составляющих и водный баланс горно-ледникового бассейна Акту в 1980 г.

3.3. Сток с ледников и его изменчивость в пространстве и времени

Сток в горно-ледниковых бассейнах формируется за счет трех составляющих: таяния сезонного снежного покрова, многолетних запасов фирна и льда, поступления летних осадков. Поступление влаги за счет выпадения летних осадков составляет: Томичка - 35, Аккем - 40, Катунь - 50, Актру - 35%. Значительного изменения относительной доли летних осадков в величине влагопоступления в горно-ледниковых бассейнах не наблюдается.

Величины ледникового стока (влаа, получаемая бассейном в результате таяния на леднике) в горно-ледниковых бассейнах весьма значительны и изменяются в зависимости от относительной степени оледенения бассейна (рис. 3.8), т.е. чем больше процент оледенения бассейна, тем больше ледниковое питание. В годы с неблагоприятными условиями для существования ледников (например, 1974) ледниковое питание может увеличиваться до 70-80%, а в благоприятные годы (1976) - уменьшаться до 20%.

Потери талого стока на льдообразование составляют не более 7-8% от суммы влагопоступления в горно-ледниковые бассейны. Причем происходят они в фирновых бассейнах ледников. Анализ материалов наблюдений и расчетов показывает, что влага в ледниках затрачивается на льдообразование и аккумулируется самим ледником (рис. 3.9). Данное перераспределение влаги телом ледника происходит не внутри сезона, а за многолетний период. В цикл лет с отрицательным балансом массы ледники аккумулируют воду, в циклы лет с положительным балансом - ее отдают. Величина аккумулируемой или отдаваемой влаги зависит от режима ледника в конкретный год и, по сравнению с остальными составляющими влагоприхода, не превышает 5%.

Среднегодовое талое питание с ледников бассейнов Катуни, Аргута, Чуи

Выяснением доли участия талых вод с ледников в общем стоке рек Центрального Алтая занимались достаточно многие исследователи: И.В.Тронов [13], Я.К.Башлаков [8], А.М.Комлев [65], Р.В.Шафеевский [42]. Долю ледниковых вод они вычисляли, как правило, общепринятыми методами расчленения гидрографов стока, в которых ледниковый сток в той или иной мере выделялся субъективно. Строгой оценки этой составляющей не было. Возможность более точно определить величину ледникового стока появилась после соответствующих работ гляциологов [74].

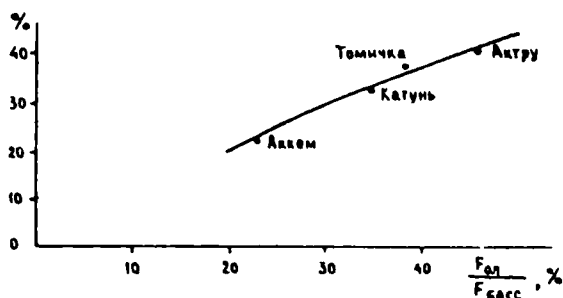


Рис. 3.8. Зависимость изменения доли ледникового питания от относительной величины оледенения горного бассейна

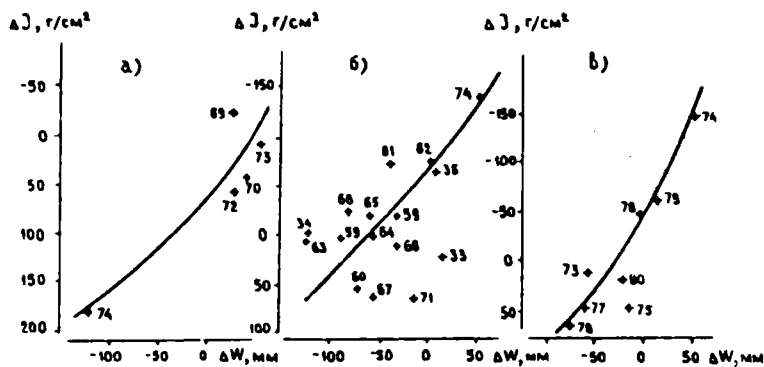


Рис. 3.9. Зависимость изменения квазистационарных запасов воды в ледниках от изменения их балансов масс: а - бассейн Томички, ледник Томич; б - бассейн: р. Аккем, ледник Родзевича; в - бассейн р. Актру, ледник Малый Актру

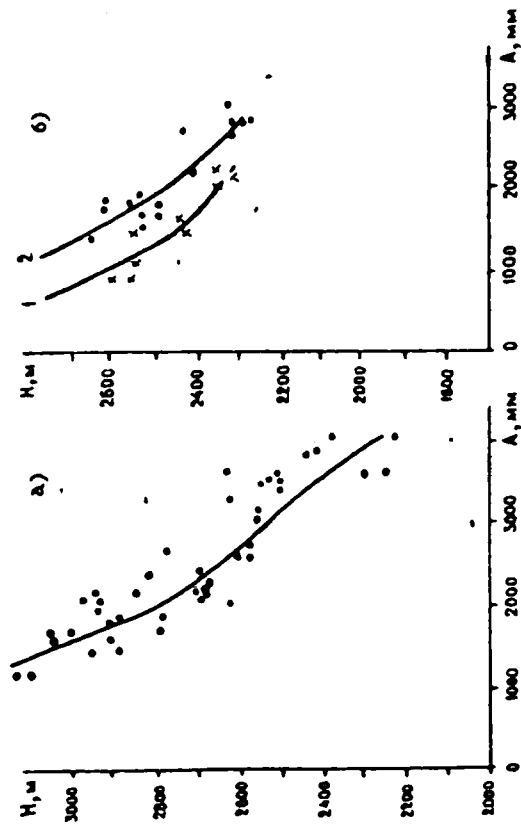


Рис. 3.10. Зависимость стального слоя (A) от абсолютной высоты (H): а - бассейн р. Аккем; б - бассейн Мульти: 1 - ледник Двойной, 2 - ледник Томич (по [3])

Основное предположение, на котором базируется расчет ледникового стока, заключается в том, что в пределах ледников величины годовой абляции изменяются обратно пропорционально: с увеличением абсолютной высоты на заданную величину абляция уменьшается на постоянную величину. В первом приближении это действительно так (рис. 3.10). В этом случае годовая абляция в любой точке любого ледника определяется как функция положительной температуры и экспозиции тающего склона.

Второе предположение — на высоте фирновой границы абляцию можно приравнять к средней по всему леднику. Последнее подтверждается анализом карт режима ледников (см. рис. 3.3 — 3.4). Следовательно, определение ледникового стока сводится к определению площади ледников (последнюю можно взять из "Каталога ледников СССР") и величины таяния на высоте фирновой границы. При этом с целью уменьшения ошибки расчеты ведутся не по отдельным ледникам, а по группам. Таким образом, при расчетах ледникового стока одним из основополагающих моментов является определение высот фирновой границы и абляции на этих высотах. Выразим для наглядности интересующие нас характеристики картографически в виде системы изолиний. Поскольку данные изолинии будут характеризовать режим ледников, то на эту карту нанесем и типы наборов зон льдообразования.

Для выделения равных высот границы питания (фирновой границы) ледники района были разбиты на группы по 5–10 ледников, которые выделялись таким образом, чтобы объединить ледники различных морфологических типов, размеров, экспозиции. Всего было выделено 86 групп. Средняя высота фирновой границы определялась как среднее арифметическое и относилась к центру тяжести выделенной группы ледников. По соответствующему полю точек проводилась интерполяция.

Изолинии абляции на высоте фирновой границы строились по полученной карте средней высоты границы питания и изолиниям средней температуры воздуха на фиксированной высоте. Принцип построения последней заимствован из работы Л.Н.Шантыковой [151]. Два полученных поля были условно разбиты сеткой со сторонами 7,5 км. В узлах сетки (а таких точек было выделено 116) определялась высота границы питания, температура на фиксированной высоте и преобладавшая экспозиция. Расчет таяния проводился по формуле [103]:

$$A = k \cdot 1,33 \cdot (t_A + 9,66)^{2,85}, \quad (3.7)$$

где A – таяние на высоте границы питания; t_A – среднемесячная температура воздуха за июль-август на высоте границы питания; k – экспозиционный коэффициент, изменение которого показано в табл. 3.17. Температура за летние месяцы на высоте фирновой границы определялась через высотный градиент, принятый равным 0,6 град/100 м, с учетом температурного скачка при переходе от теплой подстилающей поверхности к холодной (табл. 3.18).

$$T_{\Phi} = T_{2500} - 0,6 \frac{H_{\Phi} - 2500}{100} - t_{ск}, \quad (3.8)$$

где T_{Φ} – температура на высоте фирновой границы; T_{2500} – температура на фиксированной высоте 2500 м; H_{Φ} – высота фирновой границы; $t_{ск}$ – поправка на скачок температуры.

Таблица 3.17

Экспозиционный поправочный коэффициент при расчете таяния на высоте границы питания

Экспозиция	С	СВ, СЗ	З, В	ЮВ, ЮЗ	Ю
Коэффициент	0,82	0,94	1,07	1,19	1,31

Таблица 3.18

Скачок температуры при переходе от теплой подстилающей поверхности к холодной (по [103])

Преобладающая длина ледников, км	0,0–0,3	0,3–2,0	2,0–4,0	4,0–10,0	Более 10,0
Температурный скачок, град	0,5	0,8	1,0	1,5	2,0

По полученному полю абляции в узловых точках проводились изолинии 100, 150, 200, 250, 300 г/см² (рис. 3.11).

На ледниках Алтая выделены следующие наборы зон льдообразования: 1) теплая фирновая, фирново-ледяная, ледяная; 2) холодная фирновая, фирново-ледяная, ледяная; 3) снежно-фирновая, холодная фирновая, фирново-ледяная, ледяная.

Первый набор зон льдообразования встречается на южном склоне Катунского хребта в бассейнах Катунь и Берели. Третий набор зон встречается лишь на ледниках Белухи, в очень ограниченном по размерам районе. Второй - преобладает на ледниках Алтая и распространен на Северо- и Южно-Чуйском хребтах и на северном склоне Катунского. Выделение зон льдообразования проводилось по величинам аккумуляции и абляции на исследуемой территории и на основании разрезов снежно-фирновой толщи, полученных в результате маршрутных наблюдений на ледниках изучаемого региона.

Прежде чем перейти непосредственно к расчетам ледникового стока всего Центрального Алтая попытаемся оценить ошибки данного метода. Сам автор метода расчета ледникового стока оценивает ошибку в 30% [74]. Воспользуемся материалом наблюдений за водным балансом в бассейнах Мульта, Аккема, Актру, Катунь. Талый сток ледников определялся в данном случае как сумма воды, поступившей за счет таяния льда, сезонного снега и части летних осадков. Величину летних осадков, которые выпадают в твердом виде и впоследствии стают, можно принять равной 0,5 от их общего количества. В данном случае разница между величиной ледникового стока, определенной по методу А.Н.Кренке и методом водного баланса, действительно достигает 30% (табл. 3.19). Причем метод А.Н.Кренке завышает ледниковую составляющую. Это указывает на какую-то систематическую погрешность, заложенную в расчет, и, как мы считаем, связанную с недоучетом талой воды на льдообразование. С учетом потерь ошибка уменьшается до 10% (табл. 3.19), и сам метод можно рекомендовать для расчета.

Ледниковый сток рассчитывался как произведение таяния на высоте фирновой границы и площади ледника. Очевидно, что в таянии должны быть учтены потери на льдообразование. Анализ материалов непосредственных наблюдений (рис. 3.3 - 3.4) и полученное схематическое выделение зон льдообразования (рис. 3.II) позволяют оценить величину потерь в районе с набором теплой фирновой, фирново-ледяной и ледяной зон в 35 г/см^2 . В районе с набором снежно-фирновой, холодной фирновой, фирново-ледяной и ледяной зон - в 30 г/см^2 . Площадь фирновых бассейнов принималась равной половине общей площади ледника [108]. Последовательное нахождение сумм талого стока в определенных бассейнах позволило вычислить и нанести полученный ледниковый сток на схему режима ледников (рис. 3.II).

Таблица 3.19

Расчет ледникового стока различными методами

Бассейн	Площадь, км ²		Ледниковый сток, млн м ³		
	бассейна	ледни- ков	по водно- му балан- су	по А.Н.Кренке	
				без F_{i+1}	с F_{i+1}
Мульта-створ №2	17,9	6,1	11,6	12,7	11,6
Аккем-ГМС	77,8	20,4	16,6	21,4	18,3
Актру-ГМС	34,9	16,0	17,1	19,5	17,0
Катунь-Белуха	55,7	17,5	26,2	30,7	27,6

Объем ледникового стока Катунь у Сросток оценивается по вышеприведенной методике в 1000 млн.м³, или в 5,2% от годового стока. Таким образом, наиболее близкую к нашей величину ледникового стока приводит А.М.Комлев [65]. У М.В.Тронова [133], Я.К.Башлакова [8], В.В.Машевского [42] она завышена почти в два раза. Хорошая сходимость наших результатов с данными А.М.Комлева объясняется тем, что оба метода основываются на расчете среднегоголетней абляции на ледниках.

Сам метод расчета ледникового стока на основе расчленения гидрографов можно рекомендовать лишь для ориентировочных расчетов, т.к. в некоторых случаях ошибки весьма существенны (табл. 3.20).

Таблица 3.20

Ледниковый сток рек Центрального Алтая

Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Норма стока, л/с	Доля ледникового стока %	
				по расчлен. гидрографов [15]	по методу А.Н.Кренке
Бураган	Бедняк	617	19,5	23	17
Кочурла	Кочурла	635	19,0	27	23
Чулан	Кызыл-Маны	385	17,0	39	38
Икалаха	Еертек	619	15,5	28	21
Аргут	Аргут	7000	13,0	16	10
Чуя	Белый Бом	10600	4,0	18	21
Катунь	М.Яломан	36700	14,0	13	12

В летний период, когда непосредственно наблюдается сток с ледников, величина его возрастает у М.Яломана до 12% (табл. 3.21). Наибольшее количество воды от таяния ледников дает р. Аргут. Чуя и Катунь до впадения в нее Аргута дают примерно одинаковое количество воды – немногим более четверти кубического километра.

Таблица 3.21

Доля ледникового стока Центрального Алтая
в летний период (У1 – Уш)

Река-створ	Сток, млн м ³		Доля ледникового стока, %
	общий	с ледников	
Катунь-Тонгур	4364	253	6
Чуя-Белый Бом	782	276	35
Аргут-Устье	2921	436	15
Катунь-М.Яломан	8067	965	12

Изменчивость талого стока с ледников и аномальные годы

В предыдущих разделах показано, что среднеемноголетний ледниковый сток Катунь не столь существен, как это предполагалось ранее. Однако внутри бассейнов рек с ледниковым питанием (особенно в бассейне Чуи) значения его несравненно больше. Попробуем оценить величины ледникового стока в год с максимальным (в качестве которого можно взять 1974 г.) и минимальным (1976 г.) таянием ледников.

Методика расчета будет точно та же, что и в случае со средними многолетними величинами. Различие выразится в том, что поле температур будет строиться не по многолетним данным, а за отдельные, выбранные нами годы (рис. 3.12 – 3.13).

Расчет ледникового стока Центрального Алтая показал, что его величина составляет в среднем многолетнем около 1000 млн м³ воды или 12% общего стока Катунь у Малого Яломана. В годы с благоприятными климатическими условиями для существования ледников сток с них уменьшается на 10–15% от нормы, в годы с неблагоприятными климатическими условиями увеличение ледникового стока достигает 25–30%. Изменение отклонения ледникового стока от среднего многолетнего увеличивается с запада на восток. Поэтому столь велика роль ледникового питания в бассейне Чуи.

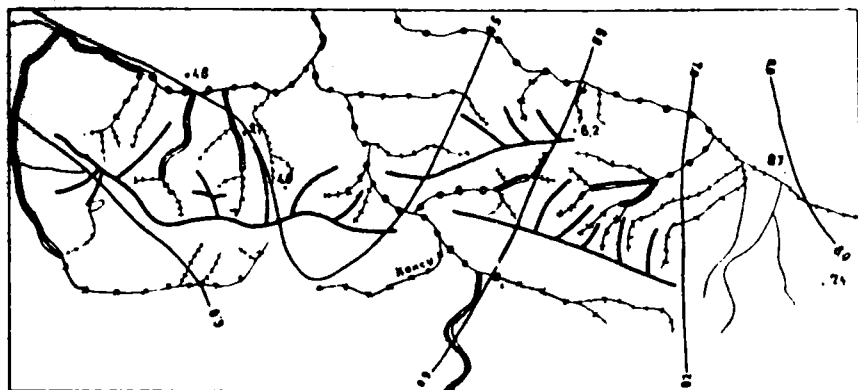


Рис. 3.12. Ледниковый сток Центрального Алтая в год с благоприятным режимом ледников (минимальное таяние). Условные обозначения величин ледникового стока см. на рис. 3.11

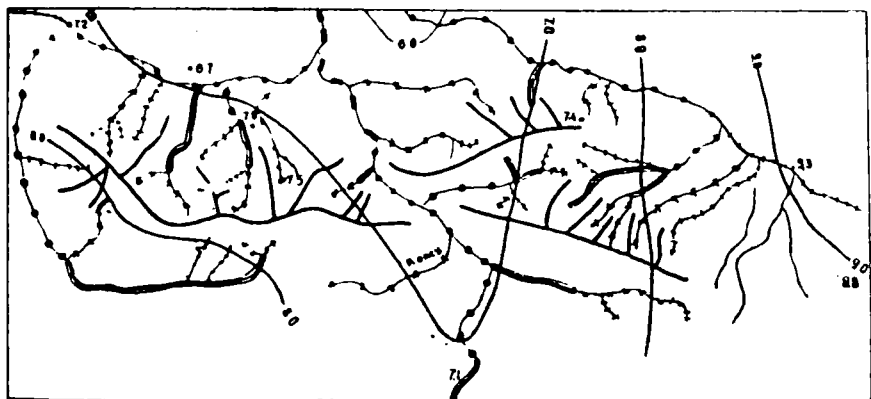


Рис. 3.13. Ледниковый сток Центрального Алтая в год с неблагоприятным режимом ледников (максимальное таяние)

Запасы льдов

Рассмотрим соотношение запасов льдов в ледниках со стоком и общими запасами льда в бассейне. Для того чтобы показать динамику запасов льдов, нам кажется необходимым показать ее вначале на горно-ледниковых бассейнах, далее оценить их для более крупных бассейнов с оледенением порядка 10% и, наконец, непосредственно для бассейнов Катунь, Аргута, Чуи.

Для этого потребуются информация о следующих видах запасов льдов

- 1) сезонный снежный покров;
- 2) ледники;
- 3) лед в многолетнемерзлых породах;
- 4) наледи.

Кроме того, необходимо показать и районы распространения многолетнемерзлых пород и наледей. Снежный покров в зимний период постоянен на всей исследуемой территории.

Кратко остановимся на определении каждой составляющей.

Запасы сезонного снега. Толщина снежного покрова определялась по карте, предложенной В.С.Ревякиным и В.И.Кравцовой [110]. Плотность снега определялась по зависимости ее величины от толщины снежного покрова, полученной на основе имеющейся информации.

Запасы льда в ледниках. При определении запасов льдов в ледниках используют, как правило, зависимости объема льда от площади [80]. В настоящий момент получены новые материалы по толщине ледников и эта зависимость уточнена [51]. Проверка на материалах радиолокационного зондирования ледников в бассейне р. Актру [86] показала, что наиболее приемлема для расчетов зависимость, предложенная А.Б.Журавлевым [51].

Запасы подземных льдов. Ареалы распространения многолетнемерзлых пород и их толщина были взяты из монографии М.М.Шаца [153]. Лыдность грунтов в соответствии с рекомендациями Б.И.Вторина [26] принята следующая: для скальных пород - 3%, для рыхлообломочных отложений - 15%.

Запасы льдов наледей. Оценка этой составляющей проводилась А.А.Соблаевым на основании непосредственных наблюдений в высокогорной части Алтая [130].

Общие сведения о запасах льдов приведены в табл. 3.22. В бассейнах со значительным оледенением с увеличением площади бассейна

Таблица 3.22

Заласы льдов в речных бассейнах Центрального Алтая

Река - пункт	Площадь, км ²		Оледене- ние, км ²	Заласы льдов, млрд. т			Сток, млрд м ³	
	км ²	ниже, км ²		сезонный снег	ледники	подземные, наледи льды		
Кокса - Усть-Кокса	5600		1,7	0,936	0,032	1,424	0,072	2,563
Аккем - ГМС	78,9		20,4	0,044	1,208	0,506	0,0001	0,069
Кучерла - Кучерла	627		55,4	0,190	3,002	1,466	0,001	0,464
Катунь - Тонгур	13500		144,8	2,962	7,370	17,144	0,120	8,396
Ак-Алаха - Бертек	602		41,7	0,069	2,72	3,86	0,001	0,240
Аргут - Аргут	7070		224,5	1,298	12,43	36,454	0,150	3,251
Актру - ГМС	34,9		16,0	0,014	1,333	0,224	0,0001	0,032
Чаган - Кызыл-Маны	372		57,6	0,057	3,397	2,311	0,001	0,155
Чуя - Белый Бом	10900		224,9	0,967	13,470	38,425	0,241	1,329

возрастает доля сезонного снежного покрова и снижается доля запасов льда в ледниках, а также увеличиваются относительные запасы льда многолетнемерзлых пород. Величина запасов льда в наледях составляет относительно малую долю в общей сумме льдов. Максимальное количество наледного льда сосредоточено в бассейне Чуи и составляет 241 млн тонн. Общие запасы льдов Центральноалтайского района (по створу в Малом Яломане) составляют немногим более 150 млрд тонн. Из них на долю сезонного снега приходится 4,0%, на долю ледников - 25,8%, на долю многолетнемерзлых пород - 68,8% и на долю наледей - 0,4%.

В заключение еще раз отметим основные выводы, которые удалось получить в процессе выполнения работы.

1. Величины ледового баланса и их составляющие для каждого отдельного ледника даже в пределах одного склона или бассейна сугубо индивидуальны. Очевидно по тому колебания ледников в такой степени разнородны.

2. Показатель влияния ороклиматической системы на отдельный ледник за конкретный год - ледовый баланс этого ледника - есть совокупность орографических и климатических характеристик самой системы. При одинаковой климатической ситуации режим ледников может быть не одинаковым за счет летних осадков, метелевого переноса, лавин, экспозиции тающей поверхности (т.е. за счет ороклиматических факторов). Поэтому связать ледовый баланс с простыми климатическими характеристиками (температура, осадки) не всегда удается.

3. Несмотря на то, что при определенных климатических характеристиках ледовый баланс каждого ледника изменяется по-своему, временной градиент баланса однотипных ледников в пределах орографических единиц (ледниковых центров) одинаков.

4. На основе непосредственных наблюдений, проведенных сотрудниками лаборатории и студентами университета, построены схематические карты режима ледников, позволившие оценить изменение аккумуляции на высоте фирновой границы в Центральном Алтае, потери талой составляющей на льдообразование, подтвердить применимость методики расчета ледникового стока, предложенной А.Н.Кренке.

5. Анализ водного баланса горно-ледниковых бассейнов показывает, что основное количество влаги в них дает талая составляющая. Однако существенна и роль летних осадков, дающих до 50% общего влагопоступления.

6. Ледниковый сток (таяние снега, фирна и льда на леднике) прямо пропорционален площади оледенения бассейна.

7. Потери талого стока в ледниках могут происходить не только за счет процессов льдообразования, но и аккумуляции части влаги телом ледника в годы с отрицательным балансом. В годы с положительным балансом эта влага отдается. Суммарные потери на льдообразование и аккумуляцию телом ледника могут достигать при благоприятных условиях 13% влагопоступления в бассейн.

8. При гидрологических прогнозах весенне-летнего половодья Катуни величину ледникового стока можно принять постоянной, т.к. отклонение его от среднееголетнего составляет не более 30%, а доля в суммарном стоке сравнительно мала.

Г Л А В А 4

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДНЫХ РЕСУРСОВ

Для оценки вклада территории Алтая в формирование стока и водных ресурсов рассмотрим основные особенности водного режима в пределах бассейна Верхней и Средней Оби (замыкающий створ - г.Сургут). По условиям формирования стока этой территории целесообразно выделить следующие зоны (рис. 4.1): I - высокогорье; II - залесенное среднегорье и низкогорье; III - зона степи и лесостепи; IV - равнинно-тапная зона (южная и средняя тайга). Здесь представлены практически все типы ландшафтов, которые встречаются в Сибири - от нивально-гляциальных комплексов высокогорья до засушливых полупустынных степей межгорных котловин и плоских озерно-болотных низменностей Сургутского Полесья. Приведенная ниже краткая гидрологическая характеристика вскрывает лишь основные особенности формирования и пространственно-временного распределения водных ресурсов исследуемого района.

4.1. Общая характеристика водного режима в бассейне Оби (до г.Сургута)

Высокогорье - наиболее возвышенная часть бассейна, глубоко расчлененная, представленная ледниками, каменными россыпями, щебнисто-лишайниковой и кустарниковой тундрой, альпийскими и субальпийскими лугами и редколесьем. Исследования водного режима высокогорья Алтая проводились экспедициями СО АН СССР и Томского университета [108]. В табл. 4.1 даны составляющие водного баланса двух достаточно типичных бассейнов - Томички и Актру. Первый расположен в западной части Катунского хребта на высотах 1750 - 2950 м, имеет площадь водосбора 3,8 км², оледенение - 42%. Второй находится в пределах горного узла Биш-Иирду в интервале высот 2000 - 4075 м, площадь водосбора 36,7 км², оледенение - 56,7%.

Поступление воды в высокогорье на 65-70% осуществляется за счет таяния снега и льда. На долю летних осадков приходится лишь 30-35% общего влагопоступления. Потери воды на испарение относительно малы. Это определяет высокий коэффициент стока - 0,80 - 0,90.

Внутрисезонный ход поступления воды от различных источников питания характеризуется следующими особенностями: весной реки питаются талыми водами сезонных снегов, летом - за счет таяния льда

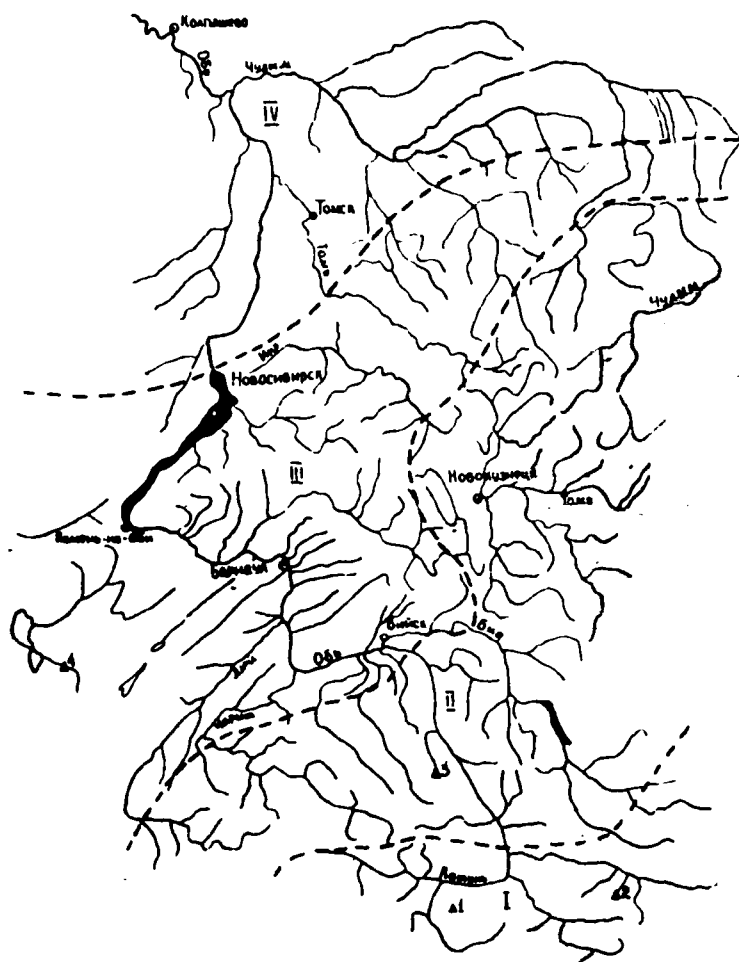


Рис. 4.1. Местоположение опорных бассейнов и гидрографическая система Оби до г.Колпашево. Штриховыми линиями выделено примерное положение природных зон. Бассейны: I - Томичи, 2 - Актру, 3 - Семы, 4 - Куцук

Таблица 4.1

Составляющие водного баланса высокогорья

Река	Площадь водосбора, км ²	Период наблюдений, год	Приход, мм			Расход, мм			Невыяска, мм
			такие воды	летние осадки	общее поступл.	сток	испарение	потери на льдообразование в снежно-фирновой толще	
Томичка	3,8	1969-1973	1418	757	2175	1993	58	120	+4,0
Актру	36,7	1968-1975	623	317	940	843	23	60	+14,0

и снега и поступления жидких осадков, осенью - за счет осадков и аккумулярованной бассейном воды. За четыре-пять месяцев половодья проходит более 90% годового стока. Сток маловодного сезона (октябрь-ноябрь) составляет 6-13%, а за декабрь-март - не более 9%.

На гидрографе выделяется растянутое весенне-летнее половодье и низкая зимняя межень, когда сток может совсем прекращаться (табл. 4.2 и 4.3). В районах оледенения Катунского и Северо-Чуйского хребтов модули годового стока достигают рекордных величин для бассейна Оби ($50 \text{ л/}(с \cdot \text{км}^2)$ и более). Увлажненность высокогорья на юго-востоке Алтая заметно понижена вследствие усиления континентальности и сухости климата. Модули годового стока в этих условиях существенно падают (от $12,5 \text{ л/}(с \cdot \text{км}^2)$ р. Чаган, табл. 4.4).

Согласно исследованиям А.М.Комлева и Д.Б.Титовой [65], выполненным в бассейне Семы, в формировании стока залесенного среднегорья и низкогогорья существенно увеличивается роль дождевого питания (табл. 4.5). Внутригодовой ход стока рек связан с режимом поступления талых и дождевых вод. С началом снеготаяния сток формируется тальными водами. Причем до 40% твердых осадков в бассейне Семы выпадает после начала снеготаяния. По мере схода основной части снежного покрова (конец мая) сток во все большей степени формируется за счет поступления жидких осадков. Их значительное количество обеспечивает высокий сток летом. За период весенне-летнего половодья (апрель-июль) проходит до 80% годового объема стока, а за август-ноябрь - около 15-20%. В осенний период характерны паводки.

Сток заметно понижается зимой, когда реки переходят на устойчивое подземное питание (табл. 4.2 и 4.3).

Водность рек рассматриваемой зоны увеличивается в районах возвышенностей, стоящих на пути господствующего переноса воздушных масс (западные и северо-западные склоны Алтая, западные склоны Кузнецкого Алатау). Здесь модуль стока превышает $20 \text{ л/}(с \cdot \text{км}^2)$. Во внутренних частях гор и в замкнутых котловинах сток снижается в несколько раз (табл. 4.4).

Слой подземного стока достигает наибольших значений на западных склонах Кузнецкого Алатау (р.Тайгон - 284 м). На менее увлажненных восточных склонах величина подземного питания составляет 122 мм (р. Белый Июс). С увеличением залесенности подосбора растет доля грунтового стока (до 30% от годового).

В районах проявления карста внутригодовое распределение стока более равномерно. В средние по водности годы доля стока за период

Таблица 4.2

Среднее многолетнее распределение стока по месяцам, %

Наименование зоны, река	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1. Бисокогорье												
Аккел-Аккел	0,07	0,06	0,06	0,70	3,5	19,2	35,6	28,7	8,8	2,1	0,9	0,3
Актуру-Актуру	1,2	1,0	1,0	1,1	3,4	18,3	34,5	24,9	7,9	3,1	2,0	1,6
Чаган-Кызыл-Маны	0	0	0	0,9	5,6	20,1	34,9	27,2	9,0	2,1	0,2	0,0
2. Залесенное среднегорье и низкогорье												
Сема-Шебелино	1,9	1,4	1,7	7,4	18,2	20,2	14,8	10,8	9,3	6,3	5,0	3,0
Лебедь - Усть-Ле- бедь	0,8	0,5	0,6	22,3	34,1	11,1	6,3	5,7	6,5	6,7	4,1	1,3
Песчаная-Точильное	1,9	1,5	2,1	23,6	23,6	12,1	8,4	7,0	6,5	6,2	4,5	2,6
Томь-Новокузнецк	1,1	0,9	1,0	14,0	37,8	17,8	6,7	4,5	5,6	6,1	2,9	1,6
3. Степь и лесостепь												
Алей-Локоть	1,3	1,2	3,2	39,3	28,2	8,3	4,3	3,2	2,6	3,2	3,3	1,9
Касмала-Рогозиха	0,7	0,8	2,8	60,7	17,8	5,0	2,4	1,9	1,7	2,7	2,5	1,0
Иня(нижняя)-Кайды	1,3	1,2	3,9	39,9	34,4	6,0	3,0	2,0	1,9	2,2	2,6	1,6

Продолжение табл. 4.2

Наименование зоны, река	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Тяжин-Рубино	2,4	2,3	3,0	35,9	27,5	7,5	4,4	3,6	3,3	3,8	3,6	2,7
Эль-Калачинск	1,2	0,9	0,7	5,9	26,0	27,5	16,4	7,4	4,3	4,1	3,6	2,0
4. Южная и средняя тайга Западно- Сибирской равни- ны												
Чал-Подгорное	2,3	2,1	2,1	8,1	36,3	18,7	9,5	5,1	4,4	4,7	3,9	2,8
Кеть-Максимовск	2,5	2,3	2,1	3,3	22,1	32,3	12,0	6,2	5,2	5,1	3,8	3,0
Вал-Лобчинское	3,6	3,1	2,8	3,1	11,2	26,2	16,3	8,7	7,7	7,6	5,2	4,5
5. Крупные реки												
Обь-Барнаул	1,7	1,6	1,6	11,2	20,1	21,3	14,4	9,7	7,2	5,8	3,3	2,1
Обь-Колпашево	2,4	2,1	1,9	5,7	26,5	22,3	12,4	7,8	6,4	5,9	3,8	2,8
Обь-Белогорье	3,0	2,6	2,3	2,8	13,6	21,3	19,8	12,2	7,4	6,7	4,5	3,8
Томь-Томск	1,5	1,2	1,0	14,1	37,3	18,8	6,4	4,0	4,9	5,7	3,2	1,9
Чулым-Коммунарка	2,2	1,9	1,7	5,3	29,2	25,4	10,8	6,5	5,3	5,3	3,6	2,8

Таблица 4.3

Среднее многолетнее распределение стока по
сезонам в бассейне Оби

Наименование зоны, реки	Половодье		Межень			
	период	сток, %	летне-осенняя		зимняя	
			период	сток, %	период	сток, %
1. Высокогорье						
Аккем-Аккем	У-IX	96,8	-	-	X-IV	4,2
Актру-Актру	У-IX	89,0	-	-	X-IV	11,0
Чаган-Кызыл- Маны	У-IX	96,8	-	-	X-IV	3,2
2. Залесенное среднегорье и низкогорье						
Семз-Шебалино	IV-УП	60,6	УШ-X	26,4	XI-III	13,0
Лебедь-Усть-Ле- бедь	IV-УП	73,8	УШ-X	18,9	XI-III	7,3
Песчаная-Тоциль- ное	IV-УП	67,7	УШ-X	19,7	XI-III	12,6
Томь-Новокузнецк	IV-УП	76,3	УШ-X	16,2	XI-III	7,5
3. Степь и лесо- степь						
Алей-Докоть	IV-У	67,5	VI-X	21,6	XI-III	10,9
Касмала-Рогозиха	IV-У	78,5	VI-X	13,7	XI-III	7,8
Иня(нижняя) - Кайлы	IV-У	74,3	VI-X	15,1	XI-III	10,6
Тяжин-Рубино	IV-У	63,4	VI-X	22,6	XI-III	14,0
Омь-Калачинск	IV-У	75,8	VI-X	15,8	XI-III	8,4
4. Южная и сред- няя тайга За- падно-Сибирс- кой равнины						
Чая-Подгорное	IV-УП	72,6	УШ-X	14,2	XI-III	13,2
Кеть-Максимовск	У-УП	66,4	УШ-X	16,5	XI-IV	17,1
Вах-Лобчинское	У-УП	57,3	УШ-X	24,0	XI-IV	22,3

Таблица 4.4

Средний многолетний годовой сток рек бассейна
Верхней Оби по зонам

Наименование зоны	Река-пункт	Число лет наблюдений	Площадь водо- сбора F, км ²	Средний много- летний сток	
				модуль, л/(с·км ²)	слой, мм
Высокогорье	Аккем-Аккем	26	78,9	27,8	876
	Актру-Актру	14	33,4	29,3	925
	Чаган - Кызыл-Маны	24	372	12,5	394
Залесенное среднегорье и низкогорье	Сема-Шебалино	20	500	7,5	237
	Лебедь-Усть-Лебедь	46	4500	21,5	672
	Песчаная-Тоцильное	45	4720	6,9	216
	Томь-Новокузнецк	82	29800	21,6	690
Степь и лесо- степь	Алей-Локоть	20	6450	4,4	139
	Касмала-Рогозиха	36	1650	1,3	40
	Иня(нижняя)-Кайлы	34	15700	2,7	86
	Тяжин-Рубино	30	1800	4,4	138
	Омь-Калачинск	40	12200	1,7	53
Южная и сред- няя тайга За- падно-Сибир- ской равнины	Чая-Подгорное	32	25000	3,1	98
	Кеть-Максимовск	39	38400	6,5	203
	Вах-Лобчинское	23	56400	9,3	294

Таблица 4.5

Составляющие водного баланса бассейна Семь (площадь водосбора 114 км²)
за теплый период года (IV-X) (по [65])

Период наблюдений, год	Приход, мм			Расход, мм		Изменение влагозапасов, мм
	такие воды	жидкие осадки	суходарное поступление	сток	испарение	
1958-1961	212	446	658	363	261	+34,0

половодья составляет 70%, за октябрь-ноябрь достигает 10-14%, а с декабря по март - около 16% от годового (р.Урсул).

Вертикальная зональность прослеживается в ходе величин относительного месячного стока. Для рек с высотой водосбора менее 1000 м максимум месячного стока наступает в апреле, а более 1500 м - в мае-июне. Объем максимального месячного стока в первом случае составляет 50%, во втором - 30% годового. Месячный сток сентября - ноября не превышает 10%, а зимних месяцев - 6% от годового. Минимум месячного стока наблюдается в феврале-марте (табл. 4.2 и 4.3).

Важным показателем внутригодового распределения стока является его зарегулированность. В качестве ее показателя В.Г.Андреев предложил коэффициент внутригодовой неравномерности стока, определяемый по величине дефицита стока до среднегодового расхода, выраженной в долях от объема стока данного года (Ψ).

Средние значения многолетней зарегулированности стока рек Верхней Оби изменяются от 0,31 до 0,63. Величина Ψ подчинена вертикальной зональности.

Наибольшей зарегулированностью отличаются реки средней высотной зоны (от 900 до 2200 м), выше и ниже этой зоны величина Ψ уменьшается.

На реках рассматриваемой территории в основном преобладает подземное стекание большей части атмосферных осадков, о чем говорит параболическая форма спада основной волны половодья [140]. Для бассейна Семы А.М.Комлев определил подземный сток в 85% от годового [65]. Водосбор р.Урсул характеризуется особенно благоприятными условиями формирования подземного стока и весьма высоким показателем естественной зарегулированности ($\Psi = 0,63$ у с.Онгудай). Для Чуи у с. Белый Бом зарегулированность стока также значительна ($\Psi = 0,60$), что связано с участием ледников и снежников в его формировании.

Коэффициент вариации параметра Ψ меньше коэффициента вариации годового стока и находится в пределах 0,04-0,23.

Реки степной зоны и лесостепи характеризуются небольшой водностью и крайне неравномерным ее пространственно-временным распределением. Летние осадки не образуют здесь существенного поверхностного стока (табл. 4.6) вследствие испарения и интенсивного просачивания воды в почву, влажность которой в условиях недостаточного увлажнения рассматриваемой зоны обычно ниже наименьшей влагоемкости. Зимой реки часто перемерзают и сток прекращается. И лишь в весенний период (конец марта, май) наблюдается наибольший в году

сток (табл. 4.2 и 4.3). Несмотря на то, что величина снегозапасов составляет только 25-30% годового количества осадков, снеговое питание рек содержит 80-85% объема годового стока [91]. На малых водотоках в степной зоне с площадью водосбора менее 100-200 км² сток формируется только в период снеготаяния.

Таблица 4.6

Динамика составляющих водного баланса подзоны разнотравно-типчково-ковыльных степей, мм [97]

Месяц	Влагопоступление		Расход		Изменение влагозапасов
	твердые осадки	жидкие осадки	сток	испарение	
IX	0	34	0,1	29	+5
X	0	37	0,1	8	+29
XI	30	0	0,1	66	+24
ХП	27	0	0,1	4	+23
I	18	0	0	3	+15
II	14	0	0	4	+10
III	20	0	0,1	5	+15
IV	0	25	7,2	36	-18
V	0	32	1,6	62	-32
VI	0	48	0,4	70	-23
УП	0	64	0,02	87	-23
УШ	0	46	0,1	71	-25
Сумма	109	286	10,0	385	0

Годовой сток рассматриваемой территории заметно увеличивается в возвышенных лесостепных районах, лучше обеспеченных осадками. Модуль годового стока в этих районах достигает 3-4,5 (л/(с·км²)). В засушливых степях сток уменьшается до 1-2 л/(с·км²) и ниже (табл. 4.4)

Степноеобразие режима рек Барабинской лесостепи связано с высокой заболоченностью их бассейнов и весьма плоским рельефом. Половодье этих рек более растянуто, и основная масса воды проходит не в апреле-мае, а в апреле-июне (р.Омь, табл. 4.5).

Южная и средняя тайга Западной-Сибирской равнины характеризуется исключительно широким распространением болот и заболоченных земель. Леса занимают здесь сравнительно узкие дренированные прирусловые участки территории. Средний годовое сток рек тайги увели-

чивается от 70-100 мм на юго-западе (рр. Тара, Шегарка, Чая) до 300 мм на северо-востоке (р.Вах, табл. 4.4).

Плоский рельеф, высокая заболоченность и лесистость территории обуславливают значительное поверхностное поглощение талых и дождевых вод на водосборах таежных рек. По этой причине увлажнение почвогрунтов и торфяников в конце периода снеготаяния достигает ежегодно своего верхнего предела. Выпадающие на увлажненную поверхность весенние осадки формируют сравнительно высокий дождевой сток на спаде половодья, доля которого в суммарном весеннем стоке составляет 15-30%. Детальный гидрологический анализ половодья [16] дает возможность оценить снеговое питание в объеме годового стока рек тайги в 35-40%. Характерной особенностью водного режима тайги по сравнению с зоной лесостепи и степи является увеличение роли дождевого питания в объеме годового стока (30-40%), что объясняется увеличением общего увлажнения таежных территорий. В этих условиях достаточно обильные осадки, выпадающие в теплый период года, формируют существенный склоновый сток (табл. 4.7).

Таблица 4.7

Динамика составляющих водного баланса подзоны
южной тайги, мм [97]

Месяц	Влагопоступление		Расход		Изменение влажностных запасов
	твердые осадки	жидкие осадки	сток	испарение	
IX	0	55	9,4	27	+19
X	0	52	10,2	10	+32
XI	47	0	7,5	6	+33
ХП	37	0	4,4	3	+30
I	27	0	3,2	3	+21
II	21	0	3,0	5	+13
III	28	0	2,7	10	+15
IV	34	0	7,0	29	-2
V	0	49	40,0	66	-58
VI	0	65	28,9	90	-54
VII	0	77	14,1	107	-44
VIII	0	73	9,9	68	-5
Сумма	194	371	141,0	436	0

Подземное базисное питание из-за значительного увлажнения бассейнов также достаточно велико (15-30%). Возрастание подземного питания рек особенно заметно в условиях правобережья Оби, где толща поверхностных отложений широко представлена песчаными почвогрунтами.

Рассмотрим общие особенности распределения водных ресурсов в исследуемом регионе (табл. 4.8). В формировании стока Оби до г.Новосибирска основной вклад (67%) дают реки Алтая. Средняя многолетняя водность бассейнов этих рек характеризуется модулем стока $12 \text{ л/(с.к.}^2\text{)}$ (слой стока 370 мм/г.). На части бассейна Оби от с.Фоминского до г.Новосибирска средняя водность составляет только $4,3 \text{ л/(с.к.}^2\text{)}$ (130 мм). Здесь широко распространены лесостепные и степные ландшафты. Средний многолетний годовой сток в пределах рассматриваемого участка возрастает незначительно (от 46,4 до $55 \text{ км}^3/\text{г.}$).

Таблица 4.8

Средний многолетний годовой сток на отдельных участках крупных рек бассейна Верхней и Средней Оби^I

Участок реки	Площадь водосбора F, км ²		Средний годовой сток ^с	
	промежу- точная	до замыка- ющего створа	на учас- тке (ме- стный)	суммар- ный в замы- кающем створе
I	2	3	4	5
I. р.Обь				
Фоминское-Барнаул	70800	169000	<u>9,5</u> 4,3	<u>46,4</u> 8,7
Барнаул-Новосибирск	63000	232000	<u>8,6</u> 4,3	<u>55,0</u> 7,5
Новосибирск-Могочин	250000	482000	<u>67,0</u> 8,5	<u>122,0</u> 8,0
Могочин-Колпашево ³	4000	486000	<u>9,0</u> -	<u>131,0</u> -
Могочин-Сургут	446000	928000	<u>8,5</u> 6,0	<u>207,0</u> 7,1
Сургут-Белогорье ⁴	1232000	2160000	<u>110,0</u> 2,8	<u>317,0</u> 4,7

Продолжение табл. 4.8

I	2	3	4	5
2. р.Катунь				
Исток-Тонгур	13500	1300	<u>8,2</u> 19,2	<u>8,2</u> 19,2
Тонгур-Мал.Яломан	23300	36800	<u>6,2</u> 8,4	<u>14,4</u> 12,4
Мал.Яломан-Сростки	21600	50400	<u>5,4</u> 7,9	<u>19,8</u> 10,8
3. р.Бия				
Исток-Артыбаш	19500	19500	<u>7,1</u> 11,5	<u>7,1</u> 11,5
Артыбаш-Турочак	5800	25300	<u>3,0</u> 16,4	<u>10,1</u> 12,6
Турочак-Бийск	11600	36900	<u>4,9</u> 13,4	<u>15,0</u> 12,9
4. р.Томь				
Исток-Междуреченск	5880	5880	<u>6,2</u> 28,3	<u>5,2</u> 28,3
Междуреченск-Новокузнецк	24000	29800	<u>15,4</u> 20,3	<u>20,6</u> 21,9
Новокузнецк-Томск	28000	57800	<u>13,7</u> 15,5	<u>34,3</u> 18,8
5. р.Чулым				
Исток-Копьево	9900	9900	<u>3,1</u> 9,9	<u>3,1</u> 9,9
Копьево-Красный Завод	23900	33800	<u>3,1</u> 4,1	<u>6,2</u> 5,8
Красный Завод-Зырянское	58700	92500	<u>11,1</u> 6,0	<u>17,3</u> 5,9
Зырянское-Коммунарка	38500	131000	<u>7,6</u> 6,3	<u>24,9</u> 6,1

Примечания: I. Сток подсчитан по материалам наблюдений Госкомгидромета.

2. В числителе - объем (м^3), в знаменателе - модуль ($\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$).

3. Чая впадает в р.Обь двумя рукавами - ниже и выше гидропостора Колпалево, что затрудняет оценку площади водосбора до него.

4. На участке впадает р.Иртыш.

Существенное увеличение объема годового стока Оби на участке Новосибирск-Могочин (табл. 4.8) связано с впадением крупных рек Томь и Чулым. Годовой сток на этом участке возрастает более чем вдвое (с 55 до 122 км³/г.). Средний для территории бассейна Томи модуль стока составляет 18,8 л/(с·км²), что является рекордной величиной для рек СССР с подобной площадью водосбора. Наиболее высокой водностью в этом бассейне характеризуются реки, стекающие со склонов Кузнецкого Алатау, обращенных к западным влагоносным воздушным потокам.

На участке Могочин-Сургут водное питание Оби формируется в условиях таежной заболоченной зоны Западно-Сибирской равнины. Объем годового стока на этом участке возрастает на 65 км³/г. (с 122 до 207 км³/г.), модуль стока для всей промежуточной площади составляет примерно 6 л/(с·км²) (слой стока 190 мм).

Увеличение объема стока Оби на участке Сургут-Белогорье вызвано главным образом впадением здесь крупнейшего притока р.Оби - Иртыша, естественный сток которого в устье достигает 84 км³/г. Низкий модуль стока на промежуточной площади водосбора этого участка (2,6 л/(с·км²)) соответствует весьма низкой увлажненности обширных районов Иртышского бассейна (засушливые области Казахстана и юга Западно-Сибирской равнины).

Из анализа распределения водности по территории Обского бассейна следует, что вклад вод Алтая в объеме стока Оби изменяется от 67% у Новосибирска до 28% у Колпашева. В районе Сургута вклад Алтая снижается до 18%, у Белогорья - до 11%. Если в низовьях Оби роль алтайских вод невелика, то в среднем и верхнем течении они составляют от 25-30 до 100% годового стока. Это обстоятельство необходимо учитывать при разработке методов прогнозирования водного режима Оби - крупнейшей реки Западной Сибири.

4.2. Средний годовой сток

Анализ годового стока произведен с использованием материалов наблюдений Госкомгидромета. Высотный диапазон рассматриваемой территории охвачен наблюдениями за стоком рек достаточно равномерно. Следует указать, что большая часть пунктов имеет короткие ряды наблюдений, что снижает точность расчетов нормы стока (табл. 4.9).

Таблица 4.9

Количество пунктов и длительность рядов наблюдений

Средняя высота водосбора, м	Число лет наблюдений						Всего пунктов
	10	11-15	16-20	21-30	31-50	50	
500	1	1	2	3	1	-	8
501-1000	7	3	3	1	6	-	20
1001-2000	14	3	4	5	3	1	30
2001-3000	13	2	1	2	3	-	21
Всего	35	9	10	11	13	1	79

Средние характеристики стока рассчитаны за весь период наблюдений. Точность расчетов характеризуется средней ошибкой до $\pm 5\%$, достигая максимальных отклонений до $\pm 17-25\%$.

Во избежание значительных ошибок в определении нормы стока привели данные наблюдения к многолетнему периоду. Для выбора единого расчетного ряда построены совмещенные разностные интегральные кривые годового стока, анализ которых позволяет заключить, что в общих чертах многолетние колебания водности рек бассейна Верхней Оби синхронны. Расчетный период принят равным 45 годам (1971-1975), он в наибольшей степени освещен гидрометрическими наблюдениями и охватывает экстремальные по водности годы.

Приведение к норме осуществлялось по графикам связи годовых значений стока, построенным за параллельный период наблюдений на расчетном и опорном пунктах при коэффициентах корреляции 0,80-0,94.

Исследованиями годового стока данной территории и отдельных ее частей занимались ряд авторов [2,25,65,141,152] .

Так, Н.М.Алошинская впервые приводит гидрологическое районирование бассейнов Верхней Оби и Иртыша, рассматривает изменчивость годового стока и его внутригодовое распределение. А.М.Комлев с соавторами занимался изучением годового стока бассейна Катунь.

В данной работе проведен анализ годового стока на основании информации за более длительный период наблюдений с использованием материалов экспедиционных работ в высокогорной зоне.

Величина годового стока подчинена закону вертикальной зональности (рис. 4.2). Поэтому с учетом орографии и однородности других

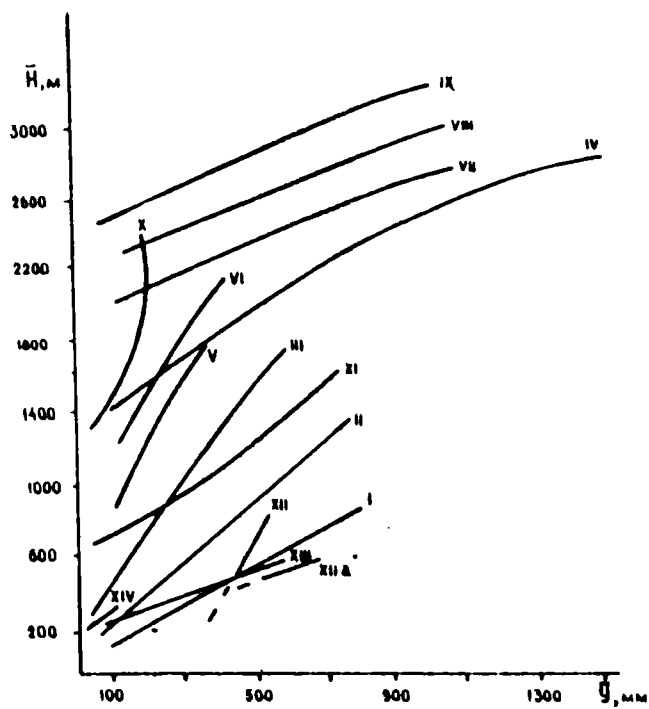


Рис. 4.2. Зависимость слоя годового стока от
средней взвешенной высоты водосборов
рек бассейна Верхней Оби



физико-географических и климатических факторов было проведено районирование территории по связи стока со средней взвешенной высотой водосбора (рис. 4.3). Границы районов проводились по гребням хребтов или водоразделам рек, разделяющих различные в физико-географическом отношении речные бассейны.

Для построения карты годового стока был использован метод пространственной интерполляции, основанный на выявленных высотных зависимостях. В соответствии с масштабом карты и вертикальным градиентом стока проведены изолинии с незначительной генерализацией (рис. 4.3). Расположению изолиний на карте подтверждает гидрологическое районирование и контрастность в характеристике водности рек.

Изменение стока внутри каждого района происходит неодинаково. Средний градиент на 100 м поднятия составляет 100 мм для I, IV, VI-IX районов и 300 мм - для III, V, VII.

Благодаря значительной увлажненности западного Алтая годовой сток достигает 300-400 мм в бассейнах рр. Уба, Бухтарма. Наибольшей водностью характеризуются высокогорные области Катунского (более 1000 мм), Северо- и Южно-Чуйского хребтов (до 1000 мм). В то же время районы, расположенные внутри горных хребтов и защищенные от влагонесущих потоков, отличаются пониженной водностью. Так, годовой сток бассейнов рр. Урсул, Чулымских Чуйской степи составляет всего 100-200 мм.

Величина годового стока уменьшается с запада на юго-восток в связи с увеличением степени континентальности климата в этом направлении.

4.3. Источники питания рек

Основные составляющие годового стока (талая, дождевая, подземная) определены путем генетического расчленения гидрографов стока за четыре характерных по водности года [103].

Величина подземного стока горных рек до выхода их с гор определялась на основе предположения о том, что гидрограф подземного стока подобен гидрографу суммарного, а их максимумы совпадают по времени [1,3].

Максимальная величина подземного стока рассчитывалась в соответствии со средним коэффициентом динамичности по месяци. Его величина равна отношению наибольшего за многолетний период среднего месячного стока, наблюдавшегося в течение межени, к минимальному среднему месячному стоку, вычисленному за тот же период [3].

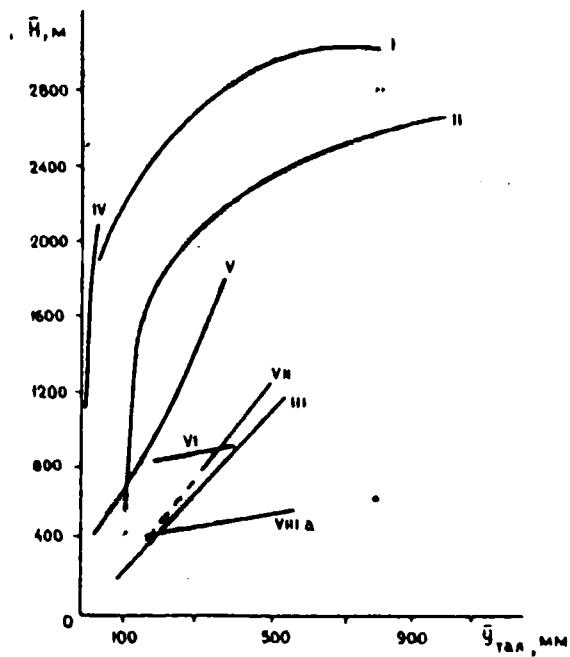
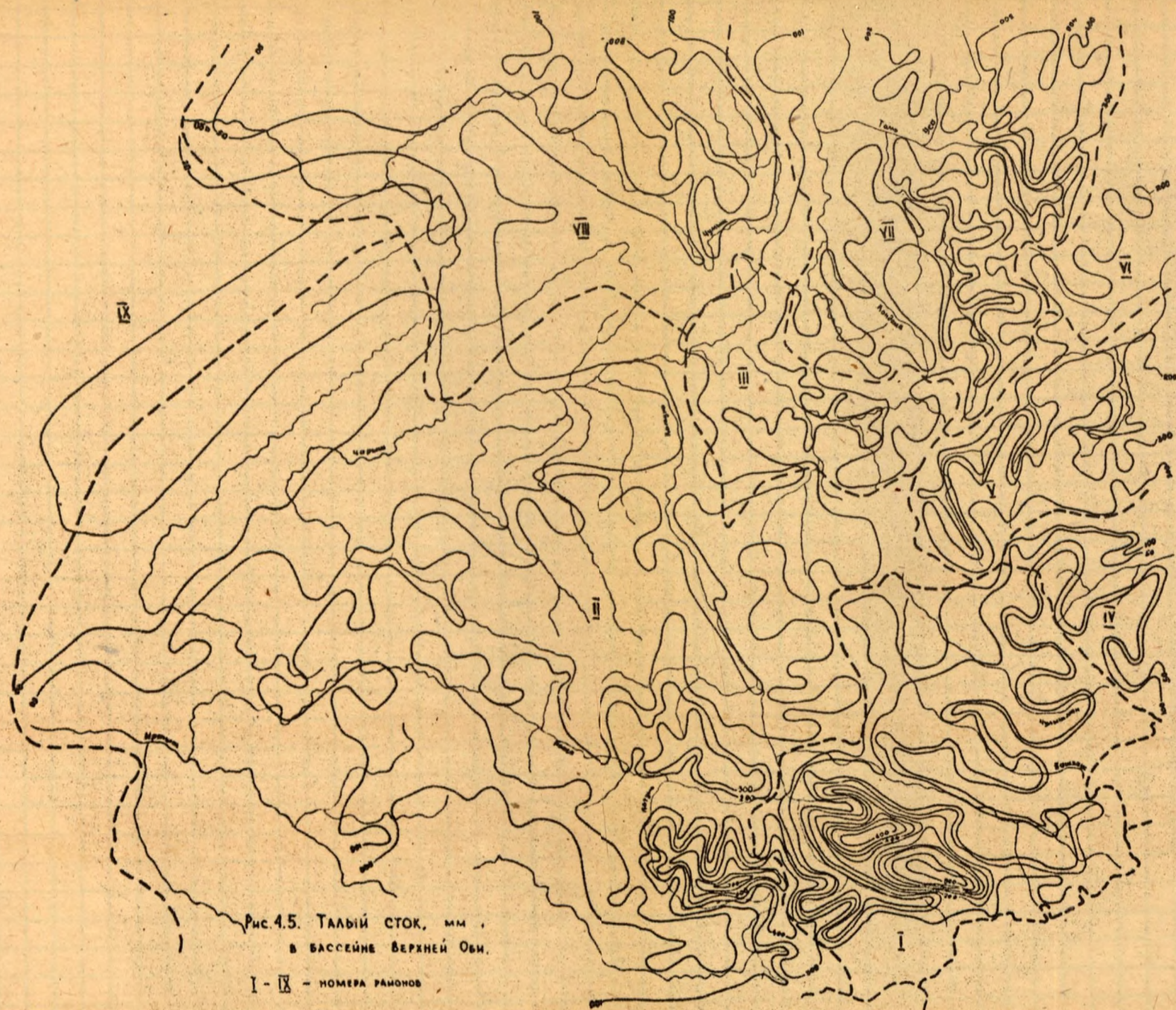


Рис. 4.4. Зависимость талого стока, мм, от средней взвешенной высоты водосбора рек бассейна Верхней Оби



Распределение талого стока по территории также подчинено высотной зависимости. Средневзвешенная высота водосбора отражает влияние на сток многих факторов, в том числе основных - осадков и испарения [19] .

Изменение талого стока с высотой отличается неравномерностью. Сначала наблюдается его незначительное увеличение, затем интенсивность прироста возрастает (рис. 4.4).

Учитывая ориентацию и доступность хребтов по отношению к влагоносным массам воздуха, особенности синоптических процессов, определяющие условия формирования талого стока, было проведено районирование территории (рис. 4.5). По зависимостям талого стока от средней взвешенной высоты водосбора с учетом районирования по общепринятой методике построена карта талого стока (рис. 4.5).

Изменение величин талого стока в основном повторяет распределение годового стока и толщины снежного покрова [106] . Общее уменьшение водности в направлении на юго-восток определяется усилением континентальности климата в этом же направлении.

Поверхностный сток низкогорного первого района формируется в основном за счет талых снеговых вод (58%). Дождевые осадки (24%) дополняют снеговое питание в период половодья. Доля грунтового питания достигает 18-20% в годовом стоке рек.

Высотный диапазон второго района колеблется в больших пределах - от 430 до 2700 м. Основная доля стока рек складывается из вод от таяния снега и ледников. Снеговое питание на северо-западе составляет 35% (бассейн р.Ануи), возрастая до 50% к западу на территории расположения горных хребтов Теректинского, Холзун, Листвяги (бассейны Коксы, Чирьша), где отмечается один из центров увеличения количества осадков (более 2500 мм) и встречается оледенение. Для рек, берущих начало с ледников в районе крупных центров оледенения, основная роль принадлежит ледниковой составляющей стока. В зависимости от размеров оледенения и площади водосбора доля ледниковой составляющей достигает 40% в верховьях Катунь и уменьшается вниз по течению до 13% (р.Катунь - с. Малый Яломан). Сток от таяния сезонного снежного покрова изменяется соответственно от 24% в верховьях Катунь до 53% у с. Малый Яломан. Вклад дождевого стока незначителен, около 19%, и в период ненастья дожди компенсируют уменьшение таяния ледников. По мере удаления от гор грунтовая составляющая возрастает до 47% годового объема.

Влияние рельефа на сток и, в частности, на долю талого, усиливается широтным расположением главных хребтов с явно выраженными

подветренным и наветренным характером ориентации склонов по отношению к господствующим влагонесущим воздушным массам. В результате этого изменение величины талого стока в пределах третьего района отличается большими контрастами. Расположение бассейна Аккем за орографическим барьером - массивом Бедухи на наветренном северном склоне - привело к уменьшению талого стока до 600 мм при средней взвешенной высоте водосбора 2900 м.

По мере движения на восток увеличивается сухость воздуха и уменьшается величина талого стока. Особенно низкой водностью отличаются реки, водосборы которых находятся в пределах широких котловин, окруженных высокими гребнями гор. К ним относится бассейн Чуи, часть которого расположена в обширной Чуйской степи или на горном плато (часть бассейна р. Чулышман). Величина талого стока таких рек составляет около 50 мм. В то же время на склонах окружающих гор выпадает значительное количество осадков и формируются области повышенного стока.

Для притоков правобережья Чуи, берущих начало с Айгулакского залесенного хребта, лес выступает как индикатор местного увлажнения и отражает различия в осадках на водосборе и гидрогеологические особенности образования подземного стока. Талый сток рассматриваемых рек довольно значителен - достигает 200 мм.

Г Л А В А 5

ВЫЧИСЛЕНИЕ ПОКАЗАТЕЛЕЙ СНЕГОНАКОПЛЕНИЯ И ОСАДКОВ В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ОБИ ДЛЯ ПРОГНОЗА ЭЛЕМЕНТОВ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ

При наличии данных о распределении снегозапасов по высоте запас воды в снежном покрове для бассейна может быть определен по формуле

$$S = S_1 f_1 + S_2 f_2 + \dots + S_n f_n, \quad (5.1)$$

где $S_1, S_2, \dots, S_n$ - средние запасы воды в соответствующих частях бассейна; $f_1, f_2, \dots, f_n$ - площади этих частей (доли единицы).

В том случае, если наблюдается четкая зависимость изменения снегонакопления с высотой, то $f_1, f_2, \dots, f_n$ характеризуют относительное распределение площади бассейна по высотным зонам.

В обширных горных бассейнах распределение запасов воды в снежном покрове по территории весьма неравномерно. В этом случае удобно разделить горный бассейн на отдельные районы, в каждом из которых наблюдается "своя" закономерность распределения снегозапасов по высоте. Для расчета запаса воды в снеге принимается формула

$$S = \sum_{i=1}^n \sum_{l=1}^m f_{li} S_{li}, \quad (5.2)$$

где n - число районов; m - максимальное число выделенных высотных зон; f_{li} - относительная площадь l -й высотной зоны в i -м районе; S_{li} - запас воды в снеге в пределах площади f_{li} .

Запас воды в снеге S_{li} определяется либо по материалам снегомерных съемок, либо с использованием наблюдений за осадками. В каждом районе по имеющимся материалам устанавливается зависимость запаса воды в снежном покрове от высоты и с ее помощью определяются снегозапасы для тех высотных зон, в пределах которых отсутствуют данные наблюдений.

При ограниченности исходных данных, когда районные зависимости запасов воды в снежном покрове от высоты места построить невозможно, на практике применяются различные приближенные способы расчета снегонакопления. Ниже рассмотрим методику расчета показателей снегонакопления в бассейне Верхней Оби.

5.1. Способы расчета показателей снегонакопления

Широкое практическое применение нашел способ Э.М.Ольдекопа [88], предложенный еще в 1918 г. Этот способ основывается на предположении, что существует постоянное соотношение между суммами осадков, выпавшими за одинаковые календарные периоды в районе расположения метеорологических станций, и во всем бассейне. Календарный период, за который суммируются осадки, принимается одинаковым для всех станций и соответствует средней продолжительности сезона снегонакопления на высотах, где основным формируется талый сток. Если нормы рассчитанных таким путем сумм осадков различаются по отдельным метеорологическим станциям, то они выражаются в виде относительных величин (например, в виде модульных коэффициентов). За показатель снегонакопления в бассейне принимается средняя арифметическая величина из показателей снегонакопления, определенных для каждой станции.

Н.Г.Дмитриева предложила период суммирования осадков принимать переменным за каждый год. Границы этого периода определяются по датам перехода температуры воздуха осенью и весной для той высотной зоны, где происходит основное снегонакопление в бассейне. Развивая рассмотренные выше приемы, А.А.Харшан [144,145] предложил в основу оценки показателя снегонакопления положить формулу (5.2), которая после несложных преобразований может быть представлена в виде

$$M = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m M_{ji} P_{ji} ; \quad (5.3)$$

$$P_{ji} = \frac{f_{ji} \cdot \bar{S}_{ji}}{\bar{S}} , \quad (5.4)$$

где M - модульный коэффициент снегонакопления в бассейне;

M_{ji} - модульный коэффициент снегонакопления в соответствующей высотной зоне i -го района; $\bar{S}_{ji}$ - норма снегозапаса в этой же зоне в пределах площади f_{ji} ; $\bar{S}$ - норма снегозапаса в речном бассейне; P_{ji} - весовой коэффициент снегонакопления на площади f_{ji} .

Модульные коэффициенты M_{ji} А.А.Харшан определяет путем суммирования осадков за переменный холодный период (методика Н.Г.Дмитриевой), границы которого устанавливаются для каждой высотной зоны по данным о температуре воздуха на опорных станциях и гради-

енту температуры [145] . Для расчета модульных коэффициентов снегонакопления в бассейне Оби А.А.Харшан использует наблюдения за осадками по 11 метеорологическим станциям, расположенным в основном на небольших высотах (400-600 м).

Нормы снегонакопления $S_{\text{н}}$ в формуле (5.4) определяются А.А. Харшаном косвенными методами, основанными на довольно грубых предположениях. Так, допускается, что слой стаивания постоянен в пределах всей высотной зоны (не учитывается неравномерность снегонакопления и снеготаяния); в расчетах используется одинаковый для всего бассейна коэффициент стаивания и коэффициент стока. В действительности эти коэффициенты меняются в широких пределах, и учет таких изменений приводит к ошибкам, которые трудно оценить. Тем не менее в условиях, когда исходные данные недостаточны, применение методики А.А.Харшана с практической точки зрения вполне себя оправдало [145] .

В настоящее время достигнут известный прогресс в изучении снежного покрова. В работах [105,110,150] , а также в данной работе (гл. 2) получены карты распределения нормы снегозапаса в пределах Алтае-Саянской горной области и в отдельных частях этого региона. Ниже рассмотрим возможность использования новых данных для оценки показателей снегонакопления.

Для расчета этих показателей мы используем формулу (5.3). С этой целью предварительно решаются следующие задачи: 1) устанавливаются районы в речном бассейне с примерно одинаковой закономерностью изменения нормы снегозапасов с высотой; 2) по наблюдениям метеостанций, "тяготеющих" к каждому из выделенных районов, определяются модульные коэффициенты снегонакопления для всех высотных зон в данном районе; 3) вычисляется произведение модульного коэффициента каждой высотной зоны данного района на соответствующий весовой коэффициент $P_{\text{н}}$ и в соответствии с (5.4) определяется сумма этих произведений для всех высотных зон в выделенных районах.

Рассмотрим последовательность решения поставленных задач применительно к бассейнам Катунь до с.Сростки и Бий до г.Бийска.

5.2. Районирование бассейна Верхней Оби по распределению снежного покрова и оценка весовых коэффициентов снегонакопления

Для анализа распределения снегозапаса по высотным зонам и районирования исследуемой территории по этому признаку использовалась

карта средней многолетней толщины снежного покрова, полученная фитиндикационным методом (гл. 2).

Весь рассматриваемый регион был разбит на 102 малых участка (44 в бассейне Бии и 58 в бассейне Катунь). При этом соблюдались правила:

1) Площадь участков от 500 до 2000 км². Исключение составляет бассейн р.Иша и Чуйская степь, где изменения снежности по территории и диапазон высот рельефа незначительные.

2) Участки оконтуривались по естественным границам - по водоразделам или гидрографической сети.

3) Границы проводились с таким расчетом, чтобы можно было замкнуть водосборные бассейны достаточно крупных рек (Лебедь, Иша, Чуя, Башкаус, Аргут и т.д.).

4) Засушливые районы межгорных котловин выделялись отдельно.

Для всех участков велся расчет средних многолетних максимальных снегозапасов во всех высотных зонах с интервалом высот 500 м. Для каждого участка построены графики изменения нормы снегозапасов с высотой, которые затем были сгруппированы в семейства кривых. Среденные для каждого семейства зависимости приведены на рис.5.1. В соответствии с ними были выделены расчетные районы: 4 в бассейне Бии и 7 в бассейне Катунь (рис. 5.2).

При выборе гидрометеорологических станций, которые достаточно хорошо характеризовали бы колебания снежности в расчетных районах, определяющими, видимо, должны быть:

- принадлежность и близость станций к району;
- скоррелированность ее снегозапасов со стоком весеннего половодья.

Естественно, что период наблюдений должен быть достаточно большим - не менее 20-30 лет.

Исходя из этих требований были выбраны следующие пункты наблюдений за осадками и снегонакоплением: Кызыл-Озек, Усть-Хокса, Онгудай, Яйлю - для бассейна Катунь и Бийск, Турочак, Яйлю, Усть-Улаган - для бассейна Бии. Кроме того, в расчеты по бассейну Катунь включались данные по ст. Катанда - для характеристики степных районов,

ст. Актру - для района обрамления Чуйской и Курайской котловин и ст. Усть-Улаган - для северо-западной оконечности Северо- и Южно-Чуйского хребтов. Недостающие годы наблюдений на ст. Актру были восстановлены через модульные коэффициенты снегозапасов ст. Усть-Улаган. Общая характеристика снегонакопления в расчетных районах приведена в табл. 5.1, характеристика по высотным зонам - в табл. 5.2. Важно отметить, что районы получились компактными, т.е. сгруп-

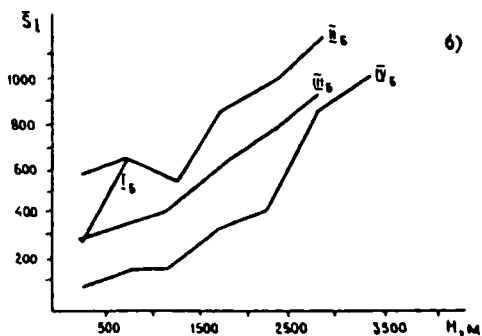
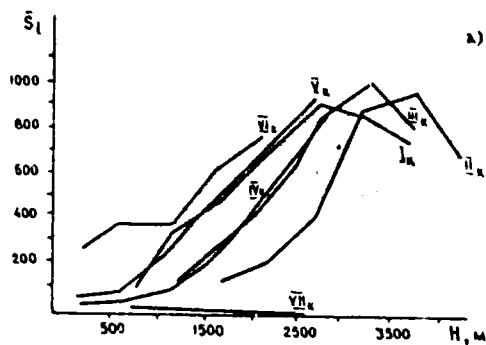


Рис. 5.1. Зависимость снегозапасов $\bar{S}_l$, мм, от абсолютной высоты места: а - бассейн Катунь; б- бассейн Бий

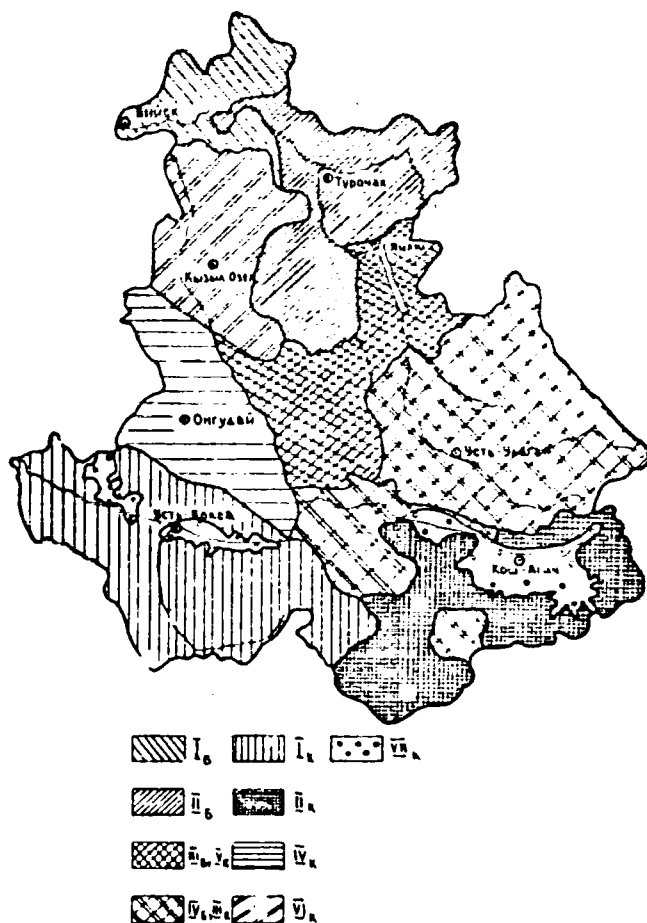


Рис. 5.2. Расчетные районы бассейна Верхней Оби

Таблица 5.1

Характеристика снегонакопления в расчетных районах

№ района	Пункт снегонакопления	Диапазон высот, м	Снего-запас $\bar{S}$, мм, по карте	Площадь, %	Весовой коэффициент снежности, %
р. Бия - г. Бийск					
I ₆	Бийск	0-1000	235	13,56	6,56
П ₆	Турочак	0-3000	624	32,18	41,41
Ш ₆	Яйля	0-3000	528	10,29	11,20
У ₆	Усть-Улаган	0-3500	450	43,97	40,83
р. Катунь - с. Сторости					
I ₁	Усть-Кокса	500-4000	574	28,08	39,67
П ₁	Актру	1500-4500	445	15,10	16,52
Ш ₁	Усть-Улаган	500-4000	558	9,03	12,39
У ₁	Снгудай	0-3000	206	15,87	8,03
У ₁	Яйля	0-3000	471	10,23	11,82
У ₁	Кызыл-Озек	0-2500	356	12,85	11,23
У ₁	Катанда	500-3000	16	8,84	0,34

Таблица 5.2

Характеристика снегонакопления в расчетных районах по высотным зонам

Расчетный район	Высотная зона, м	Снего-запас $\bar{S}_{pi}$, мм	Площадь, %	Весовой коэффициент снежности P_{pi} , %
1	2	3	4	5
р. Бия - г. Бийск.				
I ₆	0-500	231	13,42	6,58
Бийск	500-1000	620	0,14	0,16

Продолжение табл. 5.2

I	2	3	4	5
П _в	0-500	563	10,03	11,63
	500-1000	617	14,97	19,06
	1000-1500	533	3,13	3,44
Турочак	1500-2000	834	2,76	4,74
	2000-2500	944	1,23	2,39
	2500-3000	1129	0,06	0,15
Ш _в	0-500	294	0,67	0,41
	500-1000	373	1,38	1,06
Яйло	1000-1500	411	2,69	2,28
	1500-2000	604	3,50	4,36
	2000-2500	730	2,00	3,01
	2500-3000	884	0,05	0,08
IV _в	0-500	81	0,04	0,01
	500-1000	176	1,10	0,40
	1000-1500	175	4,06	1,46
Усть-Улаган	1500-2000	339	13,86	9,68
	2000-2500	438	17,42	15,72
	2500-3000	867	6,90	12,33
	3000-3500	1004	0,59	1,23
р.Катунь - с.Сростки				
I _к	500-1000	108	0,25	0,07
	1000-1500	360	6,25	5,54
	1500-2000	511	10,82	13,59
Усть-Кокса	2000-2500	683	6,62	11,13
	2500-3000	926	3,58	8,16
	3000-3500	874	0,52	1,12
	3500-4000	740	0,03	0,06

Продолжение табл. 5.2

I	2	3	4	5
П _к	1500-2000	156	0,81	0,31
	2000-2500	251	5,03	3,10
	2500-3000	464	6,99	7,97
	3000-3500	915	1,96	4,40
	3500-4000	973	0,31	0,73
Актру	4000-4500	740	0,01	0,01
Ш _к	500-1000	102	0,25	0,06
	1000-1500	141	0,92	0,32
	1500-2000	309	2,07	1,57
	2000-2500	541	2,59	3,44
	2500-3000	826	1,97	4,01
Усть-Улаган	3000-3500	1023	0,99	2,49
	3500-4000	805	0,25	0,50
ЛУ _к	0-500	72	0,38	0,07
	500-1000	82	3,66	0,74
	1000-1500	128	5,85	1,85
	1500-2000	286	4,55	3,20
	2000-2500	594	1,32	1,93
Онгулай	2500-3000	877	0,11	0,24
У _к	0-500	73	0,13	0,02
	500-1000	126	1,18	0,36
	1000-1500	327	2,40	1,93
	1500-2000	523	4,08	5,25
	2000-2500	701	2,33	4,01
Яйло	2500-3000	960	0,11	0,25
УІ _к	0-500	296	6,27	4,56
	500-1000	382	4,49	4,21
	1000-1500	391	1,44	1,39
	1500-2000	621	0,48	0,73
	2000-2500	784	0,17	0,34
Кызыл-Озек				

Продолжение табл. 5.2

1	2	3	4	5
УП _д	500-1000	31	0,82	0,06
Катамда	1000-1500	32	1,05	0,08
	1500-2000	14	4,08	0,14
	2000-2500	8	2,49	0,05
	2500-3000	8	0,39	0,01

пировались соседние между собой участки. Не менее интересно и то, что наши расчетные районы хорошо согласуются с ландшафтным физико-географическим делением территории Горного Алтая, выделенным Г.С. Самойловой [119] .

В целом для бассейнов Бии и Катунь отмечается смещение зоны максимального накопления снега вверх относительно максимума площадей (табл. 5.2). Распределения площадей и запасов снега по высотным зонам для этих бассейнов не совпадают. В верховьях Бии (бассейны Башкауса и Чулымсана) расположены высоко поднятые плато и нагорья (рис. 5.3, а - второй максимум площади в диапазоне высот 1500-2500 м). Первый же максимум приходится на нижнюю высотную границу - до 500 м (24%) и до 1000 м (17%).

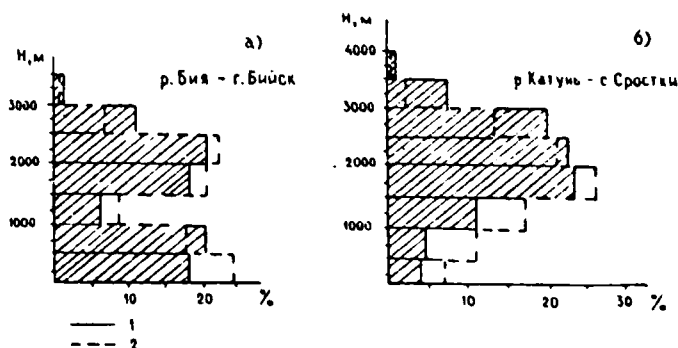


Рис. 5.3. Распределение площади бассейнов и весовых коэффициентов Катунь и Бии по высотным зонам:
1 - вессовые коэффициенты; 2 - площадь

Это низкогорный бассейн р. Лебедь и большая часть бассейна Бии от Телецкого озера до г.Бийска. В интервале высот 1000-1500 м доля площади невелика (не более 10%). Это крутые склоны долин Башкауса, Чулымана, их притоков и Телецкого озера.

Гистограмма для Катунь (рис. 5.3,б) получилась классического типа: одномодальная, с максимумом площадей в интервале высот 1500-2000 м (около 27% площади бассейна). Весь диапазон высот для бассейна Катунь превышает 4 км.

Такая же картина в общих чертах повторяется и для распределения запасов снега по высотным зонам (рис. 5.3). Для бассейна Катунь характерен один, для Бии - два максимума. Наибольшие снеготпасы Катунского бассейна сосредоточены на высотах 1500-2000 м (25%) и 2000-2500 м (24%), несмотря на то, что именно в этих высотных зонах расположены наиболее засушливые полупустынные Курайская и Чульска котловины с минимальными высотами снежного покрова. Всего же в бассейне Катунь около 35% площади имеют снеготпасы менее 80 мм. Приведенные данные характеризуют исключительную неравномерность снеготпасов в бассейне Катунь.

Таблица 5.3

Характеристика снеготпасов в бассейнах Бии до г.Бийска и Катунь до с.Сростки по высотным зонам

Высотная зона, м	р.Бия - г.Бийск F = 36900 км ² ; S = 485 мм			р.Катунь - с.Сростки F = 58400 км ² ; S = 407 мм		
	Снеготпас S _г , мм	Площадь, %	Весовой коэффициент снежности P _г , %	Снеготпас S _г , мм	Площадь, %	Весовой коэффициент снежности P _г , %
0-500	370	24,17	16,43	279	6,78	4,65
500-1000	571	17,59	20,70	210	10,64	5,50
1000-1500	352	9,87	7,18	252	17,92	11,11
1500-2000	453	20,11	18,78	375	26,89	24,79
2000-2500	496	20,65	21,12	475	20,55	24,00
2500-3000	869	7,01	12,56	638	13,15	20,64
3000-3500	1004	0,60	1,23	940	3,47	8,01
3500-4000	-	-	-	889	0,59	1,29
4000-4500	-	-	-	740	0,01	0,01

Для бассейна Бии первый максимум запасов снега (21%) относится к высотам 500-1000 м - это в основном многоснежные участки При-телецкой и Лебединской черневой тайги. Второй максимум (также 21%) располагается на высотах 2000-2500 м, он приурочен к обширным высокогорным плато (табл.5.3). Такое двухмодальное распределение снега обуславливает и две волны половодья на р.Бия у г.Бийска: первую в апреле-мае, вторую в июне-июле. Вторая волна половодья у местных жителей именуется как "коренная вода".

Приведенная характеристика распределения снегозапасов подлежит дальнейшему уточнению, особенно в гольцевом поясе гор (выше границы леса). Оценки снегозапасов в этом поясе по эколого-ботанической карте (см. гл. 2) и по карте В.С.Ревякина [110] различаются примерно в два раза. Норма снегонакопления, определенная с использованием эколого-ботанической карты, по бассейну Катунь составляет 407 мм, по бассейну Бии - 485 мм. Если оценку снегонакопления выше границы леса принять по карте В.С.Ревякина, то нормы снегозапасов в бассейнах Катунь и Бии составят соответственно 330 и 410 мм. Столь заметное расхождение отражает слабую изученность снежного покрова. По-видимому, современные знания позволяют получать более или менее реальные оценки только для относительного распределения снегозапасов и не дают пока однозначной характеристики абсолютных величин снегонакопления в горах. В дальнейших расчетах будут использоваться только относительные характеристики - весовые коэффициенты снегонакопления P_{fi} .

5.3. Определение модульных коэффициентов снегонакопления и осадков в бассейнах Бии и Катунь

Для определения характеристики снегонакопления за конкретный год по формуле (5.3) необходимо оценить модульные коэффициенты P_{fi} для различных высотных зон того или иного района. С этой целью используются данные снегомерных съемок и наблюдений по осадкомерам на семи гидрометеорологических станциях в бассейне Катунь и четырех - в бассейне Бии (табл. 5.1).

При использовании наблюдений по осадкомерам по каждой станции подсчитываются суммы осадков за холодный период, определяемый по переходу среднесуточной температуры воздуха через 0° осенью и весной (см. разд. 5.4).

Из-за ограниченности сети пунктов наблюдений в каждом районе используются данные по одной опорной станции. В связи с тем, что

длительность холодного периода возрастает с увеличением высоты. период суммирования осадков по каждой высотной зоне различен. Рассчитав суммы осадков ($X_{\ell i}$) по опорной станции за холодные периоды соответствующих высотных зон, модульные коэффициенты $M_{\ell i}$ находим по формуле

$$M_{\ell i} = \frac{X_{\ell i}}{\bar{X}_{\ell i}}, \quad (5.5)$$

где $\bar{X}_{\ell i}$ - норма осадков на опорной станции i -го района для периода суммирования, соответствующего ℓ -й высотной зоне.

Другой путь оценки $M_{\ell i}$ состоит в использовании материалов стандартных снегомерных съемок на опорных станциях. В этом случае для определения $M_{\ell i}$ применим формулу

$$M_{\ell i} = \frac{S_i + \Delta X_{\ell i}}{S_i + \Delta X_{\ell L}}, \quad (5.6)$$

где S_i - запас воды в снежном покрове по снегомерной съемке на опорной станции в i -м районе (обычно используются данные снегосъемки от 20. III); $\Delta X_{\ell i}$ - сумма осенних осадков по опорной станции за период от даты перехода температуры воздуха через 0° на средней высоте ℓ -й зоны до этой же даты на высоте опорной станции. Примеры расчета показателей снегонакопления в бассейне

$$M = \sum_{i=1}^n \sum_{\ell=1}^m M_{\ell i} P_{\ell i}$$

приведены в табл. 5.8 и 5.9.

Использование формул (5.5) и (5.6) для оценки модульных коэффициентов для различных высотных зон по данным опорной станции основано на допущении, что модульный коэффициент суммы осадков, выпавших за одинаковые периоды, не изменяется по высоте. Иными словами, для высот H и $H + \Delta H$ справедливо соотношение

$$\frac{X_H}{\bar{X}_H} = \frac{X_{H+\Delta H}}{\bar{X}_{H+\Delta H}}, \quad (5.7)$$

где X_H и $X_{H+\Delta H}$ - суммы осадков на высотах H и $H + \Delta H$ за одинаковый период в данном году; $\bar{X}_H$ и $\bar{X}_{H+\Delta H}$ - нормы этих сумм.

Учитывая, что градиент осадков γ_H в данном году равен

$$\gamma_H = \frac{X_{H+\Delta H} - X_H}{\Delta H},$$

с учетом (5.7) получим

$$\gamma_n = \frac{\frac{x_n}{\bar{x}_n} \bar{x}_{n+\Delta n} - x_n}{\Delta H} = \beta x_n, \quad (5.8)$$

где константа β определяется как

$$\beta = \frac{\frac{\bar{x}_{n+\Delta n}}{\bar{x}_n} - 1}{\Delta H}. \quad (5.9)$$

Из (5.8) видно, что использование формул (5.3) и (5.5) предполагает пропорциональность высотного градиента осадков за конкретные годы самой величине осадков. Если речь идет о зимних осадках, то в соответствии с (5.8) в многоснежные годы градиент снегозапаса возрастает, а в малоснежные - уменьшается. Справедливость (5.8) требует специального исследования, которое позволит установить степень обоснованности широко применяемых в настоящее время на практике приемов определения снегонакопления по данным опорной станции [145].

5.4. Определение периода снегонакопления

Для учета различий в величине осадков, обусловленных изменением длительности периода снегонакопления по высоте, важно оценить даты перехода среднесуточной температуры воздуха через 0° в различных высотных зонах, что позволяет оценить сумму осадков Δx_n . Даты перехода, как известно, значительно варьируют как по территории, так и по сезонам. Представляет собой сложную метеорологическую задачу и само определение даты перехода температуры воздуха через 0° , т.к. в природных условиях это скорее не дата, а период, в течение которого наблюдаются значения температуры как выше, так и ниже 0° .

В данном исследовании при определении дат перехода температуры воздуха через 0° на территории Горного Алтая мы воспользовались методикой Д.А.Педя [94] как наиболее физически обоснованной. Характерной особенностью метода является учет не только самого факта перехода температуры воздуха через 0° , но и интенсивности его повышения или понижения. Даты определяются с помощью графиков хода среднесуточной температуры воздуха. Различают простой и сложный переход через 0° . Простой переход - это когда после перехода температуры через 0° не наблюдается возврата положительных (отрицательных) значений температуры. При слож-

ном переходе - "Дата устойчивого перехода до некоторой степени условна, так как до и после нее могут встречаться один или несколько переходов температуры воздуха в обратную сторону..." [94]. В этом случае дата (Δ) может находиться как в начале первого перехода, так и перед вторым или последним переходом, когда наблюдается окончательный переход температуры воздуха к значениям выше (ниже) 0° . При этом учитываются суммы отклонения (площади градусо-дней) от 0° . На рис. 5.4 приводятся примеры определения Δ весной, заимствованные из [94]: а - простой переход; б - дата устойчивого перехода совпадает с первой датой перехода. В этом случае после перехода температуры воздуха через 0° первая положительная площадь градусо-дней S_1 больше или равна следующей за ней отрицательной площади S_2 , а разность их, сложенная с последующей положительной площадью S_3 , всегда больше или равна второй отрицательной площади S_4 , т.е. выполняются неравенства $S_1 \geq S_2$, $S_1 - S_2 + S_3 \geq S_4$; в - дата совпадает со второй датой перехода. Первая положительная площадь градусо-дней S_1 меньше следующей за ней первой отрицательной площади, S_2 , а вторая положительная площадь S_3 больше или равна второй отрицательной площади S_4 , т.е. выполняются неравенства $S_1 < S_2$, $S_3 \geq S_4$; г - при наличии двух переходов через 0° до даты устойчивого перехода температуры последняя совпадает с датой окончательного перехода температуры воздуха через 0° , т.е. $S_1 < S_2$, а $S_3 < S_4$ или $S_3 < S_4$, но при $S_1 > S_2$, $S_1 > S_2$, $S_1 - S_2 < S_4 - S_3$. Для осени те же неравенства будут наблюдаться при соответствующем изменении на рис. 5.4 шкалы температур, т.е. выше 0° расположится шкала отрицательных температур, а ниже - положительных.

По изложенной методике нами определены даты перехода температуры воздуха через 0° весной $\Delta(в)$ и осенью $\Delta(ос)$ для периода с 1951 по 1983 г. по всем гидрометеорологическим станциям Горно-Алтайской АО. Использовались также сведения из Справочника по климату СССР. Согласно данным [125] весной наиболее ранняя дата перехода отмечается на ст. Чемал (31 марта), поздняя - на ст. Кара-Турек (24 мая). На этой же станции осенью отмечается наиболее ранняя дата (16 сентябр.), наиболее поздняя - на прителецких станциях Яйлы и Беля (29 сентября и 2 ноября соответственно).

За последние 30 лет, как следует из данных табл. 5.4, дата перехода температуры воздуха через 0° осенью $\Delta(ос)$ практически на всех станциях сместилась по сравнению со среднепогодовыми значениями на более поздние сроки (в среднем на 4-5 дней), а весной - на более ранние (на 5-7 дней).

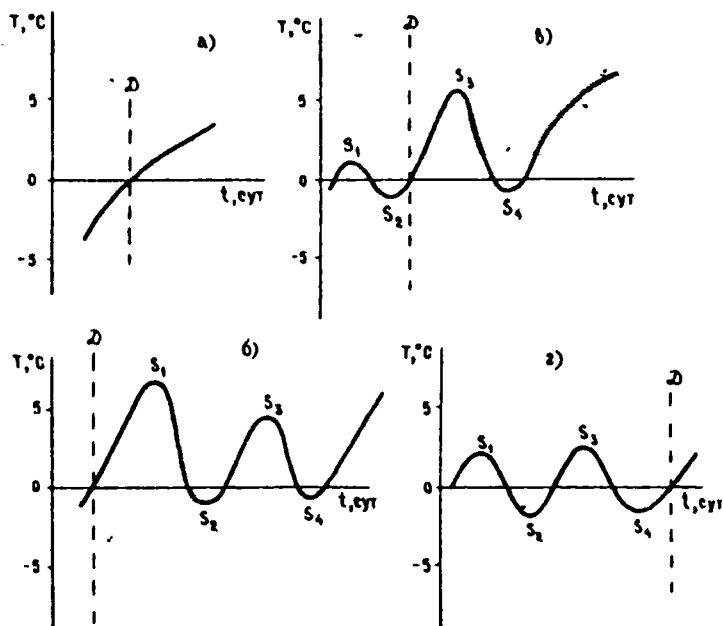


Рис. 5.4. Определение даты перехода температуры воздуха через 0° весной (по [94])

Таблица 5.4

Сведения о среднегодовом дате перехода средне-
суточной температуры воздуха через 0°

Станция	Н, м	$\Delta(t)$	$\sigma_{\Delta(t)}$	$\Delta(t)$	$\sigma_{\Delta(t)}$	П, дни	$\Delta(t)_c$	$\Delta(t)_c$
Аккем	2050	5.X	9	2.Y	11	210	29.IX	9.Y
Турочак	320	26.X	8	7.IY	9	164	20.X	13.IY
Яйлю	475	7.XI	11	30.III	11	144	29.X	5.IY
Чемал	410	6.XI		27.III		143	30.X	31.III
Шебалино	870	24.X		31.III		158		
Усть-Кан	1050	18.X	10	10.IY	9	174	14.X	16.IY
Онгудай	830	22.X	8	1.IY	7	162	18.X	6.IY
Усть-Улаган	1260	10.X	10	13.IY	7	186	5.X	20.IY
Усть-Кокса	978	19.X	8	7.IY	7	171	17.X	12.IY
Катанда	900	18.X	7	8.IY	7	173	15.X	11.IY
Актру	2150	1.X		30.IY		212	3.X	6.Y
Коч-Агач	1758	8.X	8	18.IY	10	193	3.X	24.IY
Кара-Турек	2600	24.IX	9	15.Y	12	234	16.IX	24.Y
Уландрык	2153	2.X	27	27.IY		208		
Бея	550	6.XI		24.III		139	2.XI	1.IY
Горно-Алтайск	280	26.X		6.IY		163		
Кызыл-Озек	350	29.X	7	7.IY	9	161	24.X	13.IY
Бертек	2250	26.IX		5.Y		223		

Примечание. П - продолжительность периода с отрицательными температурами; с - данные по Справочнику [125]; σ - среднее квадратическое отклонение.

Тесная линейная связь наблюдается между продолжительностью периода с отрицательными температурами и высотой местности (рис. 5.5). Анализ среднеквадратического отклонения σ величин Δ показал, что оно колеблется в пределах 7-12 дней. Наименьший разброс $\Delta(t)$ отмечается на ст. Катанда и Кызыл-Озек (7 дней), наибольший (11 дней) - на ст. Яйлю. Для величин $\Delta(t)$ наименьшее σ (7 дней) наблюдается на ст. Онгудай, Усть-Улаган, Усть-Кокса и Катанда, наибольшее (12 дней) - на ст. Кара-Турек. При использо-

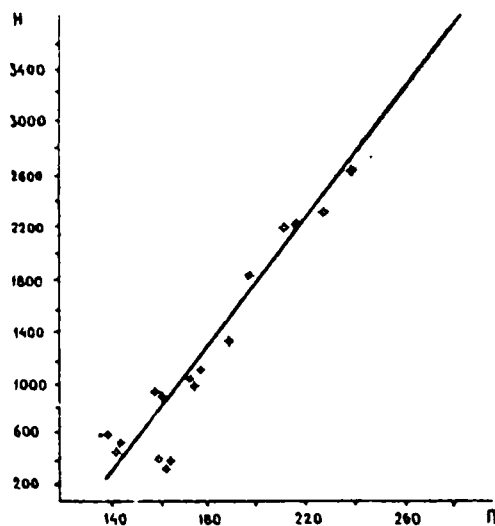


Рис. 5.5. Связь между продолжительностью П, дни, периода с отрицательными температурами и высотой местности Н, м

вании статистик распределения Δ необходимо помнить, что они в большей степени зависимы от возможных погрешностей в определении дат перехода, поэтому считать их верно характеризующими априорное распределение Δ , видимо, нельзя.

Анализ Δ по территории с использованием табл. 5.5 позволил выявить, что высоким коэффициентом парной корреляции характеризуются $\Delta(t)$ на ст. Аккем и Кош-Агач ($r = 0,80$), Онгудай и Усть-Кан (0,70), Кызыл-Озек и Турочак (0,83), Онгудай и Катанда (0,61). Весной тесно коррелируют Δ Кызыл-Озек и Катанда (0,77), Яйлю (0,77), Усть-Коксы (0,76), Усть-Коксы и Катанда (0,84). Анализ связей между среднегодовыми датами перехода среднесуточной температуры воздуха через 0° и высоты (H) расположения пункта наблюдения за температурой (рис. 5.6, а, б) позволил выявить их линейность для $\Delta(t)_c$.

Осенью на станциях, расположенных выше 600 м, отмечается связь того же знака, т.е. чем выше расположена станция, тем раньше наступает переход среднесуточной температуры через 0° . Для станций, расположенных у Телецкого озера, а также на дне долин и в нижних частях склонов, отмечается связь другого знака. Вообще в нижнем 600-метровом слое связь Δ с H слабая (как, впрочем, и других метеорологических величин) и перекрывается влиянием подстилающей поверхности и особенностями микрорельефа.

При построении аналогичных графиков по ежегодным данным получаемые зависимости носят часто нелинейный характер и в целом на этих (назовем их рабочими) графиках можно выделить ориентировочно три зоны:

I - от уровня земли до 600-800 м, где величины Δ значительно варьируют по территории в зависимости от рельефа и подстилающей поверхности, т.е. от всего комплекса условий, определяющих эти изменения в горизонтальной плоскости;

II - зона 800-1600-1700 м, в которой хорошо оправдываются эмпирические зависимости Б.М.Кривоносова [75], т.е. дата изменяется на 2-3 дня на 100 м высоты;

III - зона выше 1600-1700 м, где отмечается изменение даты в среднем на 0,5-1,0 день на 200 м высоты.

Одна из задач данного исследования - определение наиболее оптимального пути расчета дат перехода температуры воздуха через 0° на уровнях, где отсутствуют данные метеорологических наблюдений. При этом нам представляется два возможных варианта - нахождение связей непосредственно с высотой местности либо с другими метео-

Таблица 5.5

Коэффициент парной корреляции r между датами перехода температуры воздуха через 0° по станциям Горного Алтая

Станции	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Осень										
1 Турочак	I										
2 Катанда	0,43	I									
3 Кара-Турек	0,29	0,39	I								
4 Кош-Агач	-0,03	0,30	0,17	I							
5 Аккем	0,00	0,29	0,36	0,80	I						
6 Ялдо	0,14	-0,06	0,27	-0,14	0,03	I					
7 Усть-Кан	0,28	0,55	0,38	0,37	0,45	0,11	I				
8 Онгудай	0,34	0,61	0,44	0,37	0,46	0,14	0,70	I			
9 Усть-Улаган	0,06	0,41	0,10	0,05	0,06	-0,12	0,09	0,01	I		
10 Усть-Кокса	0,51	0,56	0,25	0,08	0,06	0,31	0,43	0,53	-0,13	I	
11 Кызыл-Озек	0,83	0,34	0,23	-0,04	0,09	0,18	0,22	0,31	0,06	0,43	I
	Весна										
1 Турочак	I										
2 Катанда	0,61	I									
3 Кара-Турек	-0,09	-0,03	I								
4 Кош-Агач	0,44	0,19	0,22	I							
5 Аккем	0,14	-0,12	0,50	0,59	I						
6 Ялдо	0,12	0,34	-0,01	0,05	-0,03	I					
7 Усть-Кан	0,49	0,53	0,10	0,34	0,16	0,31	I				
8 Онгудай	0,40	0,61	-0,27	-0,01	-0,13	0,31	0,35	I			
9 Усть-Улаган	0,51	0,45	0,14	0,48	0,23	0,09	0,76	0,37	I		
10 Усть-Кокса	0,42	0,84	-0,05	0,20	-0,03	0,42	0,57	0,57	0,50	I	
11 Кызыл-Озек	0,62	0,77	0,08	0,41	0,11	0,46	0,77	0,50	0,64	0,76	I

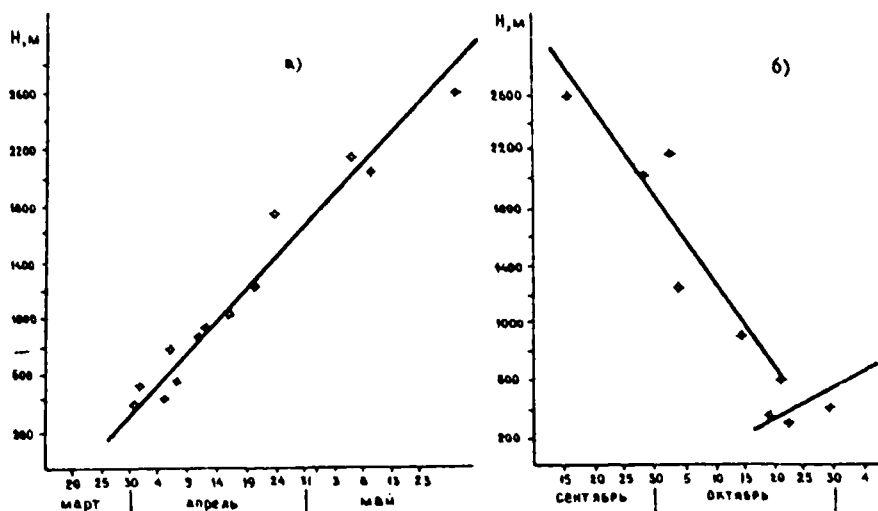


Рис. 5.6. Связь среднегодовых дат перехода среднесуточных температур воздуха через 0° и высоты H расположения пункта наблюдения за температурой: а - весна; б - осень

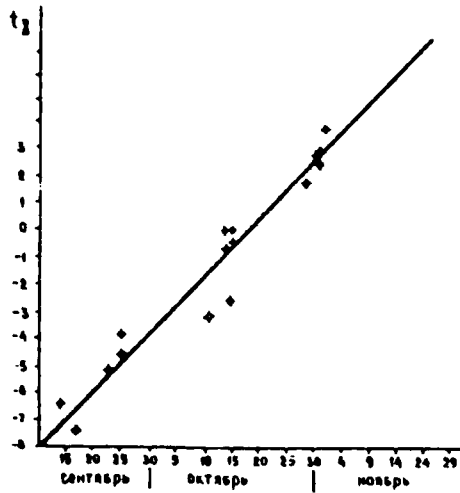
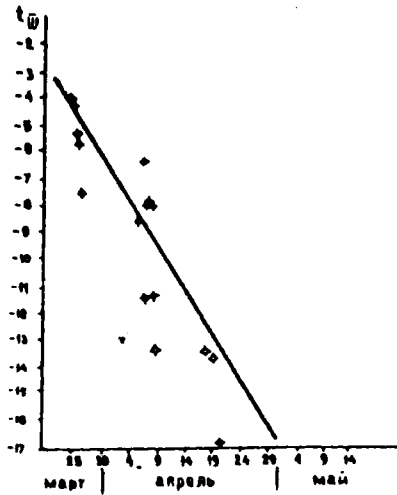


Рис. 5.7. Графики связи D с t_0 для весны 1974 г.
и D и t_1 осени 1972 г.

рологических величинами, для которых имеются удовлетворительные зависимости изменения их с высотой.

В качестве такой величины нами выбрана температура воздуха, средняя для месяца, в течение которого осуществился переход температуры воздуха через 0° . На рис. 5.7 приводятся в качестве примера графики связи Δ с $t_{\text{пер}}$ для весны 1974 г. и Δ и $t_{\text{пер}}$ осени 1972 г. Видно, что теснота связи этих величин практически совпадает с таковой для связи Δ и n .

Поэтому было принято решение использовать для расчета связь Δ и n . Для каждой осени и весны рассматриваемых лет (1951-1981 гг.) были построены соответствующие рабочие графики, с помощью которых определялись значения Δ на различных высотных уровнях.

5.5. Примеры расчета показателей снегонакопления

Приведем примеры расчета ежегодных показателей снегонакопления для бассейнов Бии (M_b) и Катунь (M_k) за 1967, 1969 и 1980 гг., которые по величине стока весеннего половодья относятся соответственно к маловодному году, многоводному и среднему.

В табл. 5.6 показан пример расчета величин ΔX_{ri} . Эта величина характеризует количество осадков, выпавших на опорной ГМС за период от даты перехода среднесуточной температуры воздуха через 0° на уровне n_i до даты перехода температуры воздуха через 0° на опорной станции. Для расчета ΔX_{ri} использовались сведения о декадных суммах осадков. В осадки, выпавшие до 1965 г., введены поправки на смачивание [126].

Даты перехода через 0° (Δ) определялись по методике, изложенной в разд. 5.4. На уровнях n_i эти даты определялись по графикам зависимости Δ от абсолютной высоты местности, построенным по данным 18 гидрометеорологических станций Горного Алтая. Для нахождения высотного уровня, выше которого безморозный период в конкретном году отсутствовал, рассчитывалась высота нулевой изотермы по ГМС с использованием вертикальных градиентов температуры воздуха по С.А.Саложниковой [120] и среднемесячной температуры воздуха самого теплого месяца на опорной ГМС. Величины $(S_i + \Delta X_{ri})$ даны в табл. 5.7.

Для расчетов модульного коэффициента снегонакопления удобно

использовать форму табл. 5.8 и 5.9 *. В колонке 4 этих таблиц приведены постоянные для всех лет весовые коэффициенты снегонакопления P_{fi} (%), в колонке 5 - средние многолетние величины $(\frac{S_i + \Delta X_{fi}}{n})$, определяемые по данным снегосъемок и наблюдений за осадками на опорной станции. По значениям $\frac{S_i + \Delta X_{fi}}{n}$ за конкретные годы (колонки 6,9,12) и норме $\frac{S_i + \Delta X_{fi}}{n}$ определяем модульные коэффициенты M_{fi} . Далее находим произведения $M_{fi} P_{fi}$, суммируя которые по всем высотным зонам районов получаем модульный коэффициент снегонакопления в бассейне за соответствующий год. Так, для бассейна Бии в 1967 г. он составил 63%, в 1969 - 183, в 1980 - 77%; для бассейна Катунь соответственно 63,159 и 79%. Заметим, что при модульном коэффициенте 100% запас воды в снежном покрове равен среднему многолетнему.

Рассчитанные таким способом показатели снегонакопления определяются по материалам снегосъемки на 20.Ш. Осадки, выпадающие в последующий период, могут заметно повлиять на сток весеннего половодья.

Для уточнения прогноза, выпускаемого в конце марта, необходимо оценить количество осадков. Рассмотрим расчеты осадков, выпавших с 20.Ш по 20.IV и с 20.Ш по 20.V. Сведения о средней, многолетней величине осадков за указанные периоды по станциям Горного Алтая приведены в табл. 5.10.

Весенне-летние осадки в бассейнах Катунь и Бии изучены недостаточно. Для их приближенной оценки воспользуемся следующими формулами:

$$X = \sum_{i=1}^n f_i X_i ; \quad (5.10)$$

$$M_X = \sum_{i=1}^n f_i M_{Xi} , \quad (5.11)$$

где f_i - относительная площадь района; X_i и M_{Xi} -

количество осадков и модульный коэффициент осадков по данным наблюдений соответствующей станции; X и M_X - показатели количества выпавших осадков в речном бассейне.

* Значения $\frac{S_i + \Delta X_{fi}}{n}$ для ГМС Яйлю и Усть-Улаган в табл. 5.8 и 5.9 немного различаются. Это связано с тем, что для бассейна Бии период усреднения составил 27 лет, а для Катунь - 30 лет.

Таблица 5.6

Расчет ΔX_{II} , мм

Станция	Н, м	Высота нулевой изотер- мы, м	Дата перехода через 0°	Н, м													
				750		1250		1750		2250		2750		3250		3750	
				Д	ΔX	Д	ΔX	Д	ΔX	Д	ΔX	Д	ΔX	Д	ΔX	Д	ΔX
<u>1967 г., осень</u>																	
Турочак	320	3387	27.X	23,10	0,0	16,10	9,0	9,10	17,7	2,10	62,0	26,9	62,0	18,9	66,0	-	-
Яйлю	480	3608	27.X	23,10	0,0	16,10	15,4	9,10	24,9	2,10	70,2	26,9	70,2	18,9	91,6	-	-
Усть-Улаган	1260	3560	9.X	-	-	-	-	9,10	0,0	2,10	0,0	26,9	0,0	18,9	15,0	-	-
Усть-Кокса	978	3481	26.X	-	-	16,10	14,0	9,10	16,1	2,10	54,5	26,9	54,5	18,9	63,3	-	-
Онгудай	830	3530	27.X	-	-	16,10	1,5	9,10	2,3	2,10	38,1	26,9	38,1	18,9	43,5	-	-
Катанда	900	3417	26.X	-	-	16,10	6,0	9,10	8,9	2,10	35,1	26,9	35,1	18,9	40,2	-	-
Актру	2150	3730	3.X	-	-	-	-	-	-	-	-	26,9	0,0	18,9	9,6	11,9	14,6
Бертек	2250	3929	23.IX	-	-	-	-	-	-	-	-	26,9	0,0	18,9	0,0	11,9	0,9
Кызыл-Озек	350	3467	27.X	23,10	0,0	16,10	13,9	9,10	22,7	2,10	53,6	26,9	53,6	18,9	57,7	-	-
<u>1969 г., осень</u>																	
Турочак	320	3920	30.X	30,10	0,0	18,10	23,3	9,10	64,5	29,9	112,5	18,9	130,7	7,9	188,4	28,8	223,6
Яйлю	480	3658	11.XI	30,10	40,3	18,10	57,2	9,10	66,3	29,9	124,3	18,9	142,7	7,9	223,0	-	-
Усть-Улаган	1260	3827	15.X	-	-	-	-	9,10	2,8	29,9	15,3	18,9	22,1	7,9	41,6	28,8	50,4
Онгудай	830	3963	28.X	-	-	18,10	16,9	9,10	29,1	29,9	35,7	18,9	42,5	7,9	87,7	28,8	94,5
Усть-Кокса	978	3764	27.X	-	-	18,10	10,7	9,10	49,5	29,9	78,4	18,9	79,4	7,9	144,4	28,8	180,0
Катанда	900	3717	16.X	-	-	18,10	0,0	9,10	36,2	29,9	57,1	18,9	61,3	7,9	98,3	28,8	116,5
Актру	2150	3917	30.IX	-	-	-	-	-	-	-	-	18,9	19,9	7,9	63,9	28,8	69,8
Кызыл-Озек	350	3871	27.X	30,10	0,0	18,10	15,6	9,10	37,8	20,9	91,5	18,9	110,6	7,9	192,7	28,8	237,5
<u>1980 г., осень</u>																	
Турочак	320	3387	3.XI	25,10	8,5	13,10	9,8	4,10	46,3	28,9	46,3	21,9	61,6	14,9	75,5	-	-
Яйлю	480	3513	18.XI	25,10	10,7	13,10	110,3	4,10	110,3	28,9	110,3	21,9	128,0	14,9	149,5	-	-
Усть-Улаган	1260	3543	15.X	-	-	-	-	4,10	10,7	28,9	10,7	21,9	15,7	14,9	24,6	-	-
Усть-Кокса	978	3464	26.X	-	-	13,10	0,3	4,10	12,0	28,9	12,0	21,9	17,0	14,9	34,9	-	-
Онгудай	830	3580	26.X	-	-	13,10	3,8	4,10	16,4	28,9	16,4	21,9	19,8	14,9	28,3	-	-
Катанда	900	3367	26.X	-	-	13,10	0,9	4,10	6,2	28,9	6,2	21,9	16,6	14,9	22,7	-	-
Актру	2150	3924	24.IX	-	-	-	-	-	-	-	-	21,9	0,0	14,9	0,9	8,9	0,9
Бертек	2250	3910	30.IX	-	-	-	-	-	-	-	-	21,9	10,5	14,9	10,5	8,9	10,5
Кызыл-Озек	350	3367	8.XI	25,10	65,6	13,10	65,6	4,10	95,0	28,9	95,0	21,9	110,3	14,9	129,3	-	-

Таблица 5.7

Расчет $S_i + \Delta X_{ii}$, мм, на 20. III

Станция	Год	S_i , мм	Н, м													
			750		1250		1750		2250		2750		3250		3750	
			ΔX_{ii}	$S_i + \Delta X_{ii}$	ΔX_{ii}	$S_i + \Delta X_{ii}$	ΔX_{ii}	$S_i + \Delta X_{ii}$	ΔX_{ii}	$S_i + \Delta X_{ii}$	ΔX_{ii}	$S_i + \Delta X_{ii}$	ΔX_{ii}	$S_i + \Delta X_{ii}$	ΔX_{ii}	$S_i + \Delta X_{ii}$
Турочак	1966/67	172	0,0	172,0	11,7	183,7	11,7	183,7	17,7	189,7	17,7	189,7	—	—	—	—
Яйлю		100	13,2	113,2	15,4	115,4	15,4	115,4	36,5	136,5	35,5	136,5	—	—	—	—
Усть-Улаган		17	—	—	—	—	0,0	17,0	6,2	23,2	6,2	23,2	6,2	23,2	—	—
Чемал		15	8,6	23,6	12,3	27,3	12,3	27,3	45,9	60,9	45,9	60,9	—	—	—	—
Усть-Кокса		30	—	—	6,6	36,6	6,6	36,6	13,8	43,8	13,8	43,8	13,8	43,8	—	—
Катанда		67	—	—	4,8	71,8	4,8	71,3	23,2	90,2	23,2	90,2	23,2	90,2	—	—
Онгунай		11	—	—	4,2	35,2	4,2	35,2	17,5	48,5	17,5	48,5	—	—	—	—
Бертек		30	—	—	—	—	—	—	—	0,0	30,0	0,0	30,0	0,0	30,0	30,0
Актру		104	—	—	—	—	—	—	104,0	0,0	104,0	46,0	150,0	46,0	150,0	150,0
Кызыл-Озек		132	0,0	132,0	10,5	142,5	10,5	142,5	10,5	142,5	—	—	—	—	—	—
Турочак	1968/69	372	20,2	392,2	34,0	406,0	72,9	444,9	99,8	471,8	113,0	485,0	—	—	—	—
Яйлю		245	10,0	255,0	24,9	269,9	40,5	310,4	106,2	351,2	126,7	371,7	—	—	—	—
Усть-Улаган		85	—	—	—	—	13,1	98,1	23,5	108,5	29,0	114,0	35,3	120,3	—	—
Чемал		31	13,1	44,1	18,6	49,6	44,1	75,1	56,8	87,8	92,9	123,9	—	—	—	—
Усть-Кокса		90,0	—	—	0,0	90,0	30,1	120,1	36,3	126,3	43,3	133,3	64,2	154,2	—	—
Катанда		48	—	—	0,0	48,0	34,5	82,5	41,4	89,4	47,7	95,7	53,5	101,5	—	—
Онгунай		34	—	—	0,0	34,0	18,1	52,1	28,2	62,2	56,8	90,8	—	—	—	—
Бертек		43	—	—	—	—	—	—	—	0,0	43,0	12,6	55,6	19,2	62,2	62,2
Актру		—	—	—	—	—	—	—	0,0	265,0	13,0	278,0	29,5	294,5	83,0	348,0
Кызыл-Озек		207	25,9	232,9	46,2	249,6	104,3	311,3	137,2	344,2	—	—	—	—	—	—
Турочак	1979/80	123	0,0	123,0	77,1	200,1	128,1	251,1	128,1	251,1	138,8	261,8	—	—	—	—
Яйлю		101	0,0	101,0	62,1	162,1	99,3	200,3	99,3	200,3	106,4	207,4	—	—	—	—
Усть-Улаган		46	—	—	—	—	0,0	46,0	0,0	46,0	0,0	46,0	0,5	46,5	—	—
Чемал		11	0,0	11,0	13,8	24,8	26,0	37,0	26,0	37,0	34,1	45,1	—	—	—	—
Усть-Кокса		18	—	—	26,3	44,3	40,8	58,3	40,8	58,8	60,1	78,1	61,1	79,1	—	—
Катанда		40	—	—	30,1	70,1	45,6	85,5	45,6	85,6	52,3	92,3	55,4	95,4	—	—
Онгунай		18	—	—	0,0	18,0	20,8	38,3	25,3	47,3	25,3	47,3	—	—	—	—
Бертек		19	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	20,0	2,0	21,0	2,0	21,0
Актру		109	—	—	—	—	—	—	0,0	109,0	0,4	109,4	0,4	109,4	0,4	109,4
Кызыл-Озек		101	0,0	101,0	56,4	157,4	92,4	193,4	92,4	193,4	—	—	—	—	—	—

Таблица 5.8
Расчет ежегодных показателей снегонакопления для бассейна Бим M_6 , %

№	Место сне- госъемки, она абс. вы- сота	Высотная зона, м	Константы		1967 г.		1969 г.		1980 г.				
			$P_{\text{г}}, \%$	$S_{\text{г}} + \Delta M_{\text{г}},$ мм	$S_{\text{г}} + \Delta M_{\text{г}},$ мм	$M_{\text{г}}, P_{\text{г}}, \%$	$S_{\text{г}} + \Delta M_{\text{г}},$ мм	$M_{\text{г}}, P_{\text{г}}, \%$	$S_{\text{г}} + \Delta M_{\text{г}},$ мм	$M_{\text{г}}, P_{\text{г}}, \%$			
1-6	Выйск (поле)	до I юм	6,56	80	58	0,73	4,79	122	1,53	10,04	46	0,58	3,80
Турочак	(лес)	0,0-0,5	11,63	185	172	0,93	10,82	372	2,01	23,38	123	0,66	7,68
		0,5-1,0	19,06	193	172	0,89	16,96	392	2,03	38,69	123	0,64	12,20
		1,0-1,5	3,44	221	184	0,83	2,86	406	1,84	5,33	200	0,90	3,10
		1,5-2,0	4,74	239	184	0,77	3,65	445	1,86	8,82	251	1,05	4,98
		2,0-2,5	-2,39	265	190	0,72	1,72	472	1,78	4,25	251	0,96	2,27
Т ₆ , Ям до (лес)	480 м	2,5-3,0	0,15	280	190	0,68	0,10	485	1,73	0,26	262	0,94	0,14
		0,0-0,5	0,42	108	100	0,93	0,38	245	2,27	0,93	101	0,94	0,39
		0,5-1,0	1,06	129	113	0,88	0,93	255	1,98	2,10	101	0,76	0,83
		1,0-1,5	2,28	155	115	0,74	1,69	270	1,74	3,97	163	1,05	2,39
		1,5-2,0	4,36	168	115	0,68	2,96	310	1,85	8,07	200	1,19	5,19
Усть- Улаган (поле)	1260 м	2,0-2,5	3,01	185	137	0,74	2,23	351	1,89	5,69	200	1,08	3,25
		2,5-3,0	0,08	209	137	0,66	0,05	372	1,73	0,14	207	0,99	0,08
		до 1,5	1,87	52	17	0,33	0,62	85	1,63	3,05	46	0,88	1,65
		1,5-2,0	9,68	57	17	0,30	2,90	98	1,72	16,65	46	0,81	7,84
		2,0-2,5	15,72	62	23	0,37	5,82	109	1,76	27,67	46	0,74	11,63
М ₆ = $\sum_{i=1}^n \frac{M_i}{T_i} P_i$		2,5-3,0	12,33	66	23	0,35	4,32	114	1,73	21,33	46	0,70	8,63
		3,0-3,5	1,23	73	23	0,32	0,39	120	1,64	2,02	47	0,64	0,79
					$M_6 = 63,19$		$M_6 = 183,39$		$M_6 = 76,84$				

Таблица 5.3
Расчет ежегодных показателей снегонакопления для бассейна Катунь Мк, %

№	Наименование станции, район снегопада, абсолютная высота	Высотная зона, км	Константы		1967 г.				1969 г.				1980 г.			
			$\rho_{пл}$, %	$\frac{S_{пл} + \Delta X_{пл}}{M_{пл}}$	$\frac{S_{пл} + \Delta X_{пл}}{M_{пл}}$	$M_{пл}$	$\rho_{пл}$, %	$\frac{S_{пл} + \Delta X_{пл}}{M_{пл}}$	$M_{пл}$	$\rho_{пл}$, %	$\frac{S_{пл} + \Delta X_{пл}}{M_{пл}}$	$M_{пл}$	$\rho_{пл}$, %	$\frac{S_{пл} + \Delta X_{пл}}{M_{пл}}$	$M_{пл}$	
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14			
I _к	Усть-Кокса (поле) 978 м	0,5-1,0	0,07	56	50	0,53	0,04	90	1,61	0,11	18	0,31	0,02			
		1,0-1,5	5,54	63	37	0,58	3,21	90	1,43	7,92	44	0,70	3,88			
		1,5-2,0	13,59	75	37	0,49	6,66	120	1,60	21,74	59	0,78	10,60			
		2,0-2,5	11,13	89	44	0,49	5,45	126	1,42	15,79	59	0,66	7,34			
		2,5-3,0	8,16	97	44	0,45	3,67	133	1,37	11,18	78	0,70	6,53			
П _к	Актуру (лес) 2150 м	3,0-3,5	1,12	107	44	0,41	0,46	154	1,44	1,61	79	0,74	0,63			
		1,5-2,0	0,31	142	104	0,73	0,23	265	1,87	0,58	109	0,77	0,34			
		2,0-2,5	3,10	148	104	0,70	2,17	265	1,79	5,55	109	0,74	3,26			
		2,5-3,0	7,97	161	104	0,65	5,18	278	1,73	13,79	109	0,68	7,73			
		3,0-3,5	4,40	175	150	0,85	3,78	295	1,68	7,39	109	0,62	3,92			
Ш _к	Усть-Улаган (поле) 1260 м	3,5-4,0	0,73	189	150	0,80	0,58	348	1,84	1,34	109	0,58	0,61			
		до 1,5	0,38	52	17	0,32	0,12	85	1,62	0,62	46	0,88	0,33			
		1,5-2,0	1,57	53	17	0,29	0,46	98	1,69	2,65	46	0,79	1,24			
		2,0-2,5	3,44	62	23	0,37	1,27	109	1,74	5,99	46	0,74	2,55			
		2,5-3,0	4,01	67	23	0,34	1,36	114	1,70	6,82	46	0,68	2,73			
		выше 3,0	2,99	74	23	0,31	0,93	120	1,62	4,84	47	0,62	1,85			

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
		по 1,0	0,81	29	31	1,09	0,88	34	1,20	0,97	18	0,62	0,51
IV _к	Огузда (поле) 830 м	1,0-1,5	1,85	34	35	1,03	1,91	34	1,00	1,85	18	0,53	0,96
		1,5-2,0	3,20	43	35	0,82	2,62	52	1,22	3,90	39	0,91	2,91
		2,0-2,5	1,93	51	48	0,95	1,83	62	1,22	2,35	47	0,93	1,79
		2,5-3,0	0,24	59	49	0,82	0,20	91	1,54	0,37	47	0,60	0,19
		0,0-0,5	0,02	110	100	0,90	0,02	245	2,22	0,44	101	0,91	0,32
		0,5-1,0	0,36	133	113	0,85	0,31	255	1,92	0,69	101	0,76	0,27
		1,0-1,5	1,93	157	115	0,73	1,41	270	1,72	3,32	163	1,04	2,01
		1,5-2,0	5,25	170	115	0,68	3,57	310	1,82	9,56	200	1,18	6,20
		2,0-2,5	4,01	188	137	0,72	2,89	351	1,87	7,50	200	1,06	4,25
		2,5-3,0	0,25	211	137	0,65	0,16	372	1,76	0,44	207	0,98	0,25
		0,0-0,5	4,56	117	132	1,13	5,15	207	1,77	8,07	101	0,87	3,97
		0,5-1,0	4,21	130	132	1,01	4,25	233	1,80	7,58	101	0,77	3,24
		1,0-1,5	1,39	151	143	0,95	1,32	250	1,66	2,31	157	1,04	1,45
		1,5-2,0	0,73	166	143	0,86	0,63	313	1,88	1,37	193	1,17	0,85
		2,0-2,5	0,34	188	143	0,76	0,26	344	1,83	0,62	193	1,03	0,35
		0,5-1,0	0,06	64	67	1,04	0,06	48	0,74	0,04	40	0,62	0,04
		1,0-1,5	0,08	69	72	1,03	0,08	48	0,69	0,06	70	1,01	0,06
		1,5-2,0	0,14	82	72	0,88	0,12	83	1,01	0,14	86	1,05	0,15
		2,0-2,5	0,05	90	90	1,00	0,05	89	0,99	0,05	86	0,95	0,05
		2,5-3,0	0,01	99	90	0,90	0,01	96	0,96	0,01	92	0,92	0,01
$M_k = \sum_{i=1}^n M_k P_i$							$M_k = 63,30$		$M_k = 159,6$		$M_k = 78,57$		

Таблица 5.10

Нормы осадков по станциям Горного Алтая за период с 20.IV по 20.V и с 20.VI по 20.VII

№ п/п	ГМС	Средние многолетние осадки, мм	
		20.VI-20.VII	20.VI-20.VII
1	Бийск	33,6	84,6
2	Турочак	52,8	133,6
3	Яялю	57,2	155,7
4	Усть-Улаган	11,9	35,9
5	Усть-Кокса	24,2	72,7
6	Актру	33,0	82,1
7	Онгудай	13,6	49,0
8	Кызыл-Озек	47,2	116,3
9	Катанда	20,7	68,7
10	Кош-Агач	4,2	10,5

Для определения $\bar{X}$ и M_x использовались в основном данные тех же станций, что и при расчете ежегодных показателей снегонакопления. Кроме того, прежними остались и расчетные районы. В табл. 5.11 и 5.12 приведен пример расчета показателей количества осадков, выпавших за периоды с 20.VI по 20.VII и с 20.VI по 20.VII.

Таблица 5.11

Расчет средневзвешенных осадков $\bar{X}$ за период с 20.VI по 20.VII и с 20.VI по 20.VII

Бассейн	№ района	Опорная станция	f_i , %	1967 г.		1969 г.		1980 г.	
				X_i , мм	$X_i f_i$	X_i , мм	$X_i f_i$	X_i , мм	$X_i f_i$
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
20.VI-20.VII									
р.Бия-г.Бийск	I _б	Бийск	13,56	14	190	56	759	9	122
	П _б	Турочак	32,18	16	515	40	1287	42	1351
	Ш _б	Яялю	10,29	19	196	63	648	46	473
	У _б	Усть-Улаган	43,97	3	132	22	967	3	132
$X_b = 0,01 \sum X_i f_i$				10		37		21	

Продолжение табл. 5.11

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
р.Катунь- с.Сростки	I _к	Усть- Кокса	28,09	5	140	44	1236	19	534
	П _к	Актру	15,10	27	408	40	604	23	423
	Ш _к	Усть- Улаган	9,03	3	27	22	199	3	27
	ИУ _к	Онгудай	15,87	9	143	36	571	15	238
	У _к	Яйлю	10,23	19	194	63	644	46	471
	УІ _к	Кызыл- Озек	12,85	24	308	48	617	49	630
	УП _к	Кош-Агач	8,83	2	18	4	35	2	18
$\chi_k = 0,01 \sum \chi_{i11}$					12		39		23

20. III-20. V

р.Бия- г.Бийск	I _б	Бийск	13,56	37	502	177	2400	29	393
	П _б	Турочак	32,18	59	1899	168	5406	86	2767
	Ш _б	Яйлю	10,29	56	576	234	2408	102	1050
	ИУ _б	Усть- Улаган	43,97	42	1847	39	1715	40	1759
$\chi_b = 0,01 \sum \chi_{i11}$				48		119		60	
р.Катунь- с.Сростки	I _к	Усть- Кокса	28,09	46	1292	102	2865	53	1489
	П _к	Актру	15,10	50	775	94	1419	64	966
	Ш _к	Усть- Улаган	9,03	42	379	39	352	40	361
	ИУ _к	Онгудай	15,87	36	571	55	873	57	905
	У _к	Яйлю	10,23	56	573	234	2394	102	1043
	УІ _к	Кызыл- Озек	12,85	54	694	148	1902	80	1028
	УП _к	Кош- Агач	8,83	6	53	6	53	12	106
$\chi_k = 0,01 \sum \chi_{i11}$					43		99		59

Таблица 5.12

Расчет модульных коэффициентов осадков M_x за период
с 20.III по 20.IV и с 20.III по 20.V

Бас- сейн	Район, ГМС	$f_i, \%$	1967 г.		1969 г.		1980 г.	
			M_{xi}	$M_{xi} f_i$	M_{xi}	$M_{xi} f_i$	M_{xi}	$M_{xi} f_i$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
20.III-20.IV								
р.Бий-г.Бийск	I _б Бийск	13,56	0,42	6	1,67	23	0,26	4
	П _б Турочак	32,18	0,30	10	0,76	24	0,80	26
	Ш _б Яялю	10,29	0,33	3	1,10	11	0,80	8
	IV _б Усть-Улаган	43,97	0,28	12	1,82	80	0,26	11
$M_{xb} = 0,01 \sum M_{xi} f_i$			0,31		0,38		0,49	
р.Катунь-с.Сростки	I _к Усть-Кокса	28,09	0,20	6	1,80	51	0,79	22
	П _к Актру	15,10	0,81	12	1,20	18	0,84	13
	Ш _к Усть-Улаган	9,03	0,28	3	1,82	16	0,26	2
	IV _к Онгудай	16,87	0,65	10	2,63	42	1,11	18
	У _к Яялю	10,23	0,33	3	1,10	11	0,80	8
	UI _к Кызыл-Озек	12,85	0,50	6	1,01	13	1,04	13
	УП _к Катенда	8,83	0,23	3	0,71	6	0,78	7
$M_{xk} = 0,01 \sum M_{xi} f_i$			0,43		1,57		0,83	
20.III-20.V								
р.Бий-г.Бийск	I _б Бийск	13,56	0,44	6	2,10	28	0,35	5
	П _б Турочак	32,18	0,44	14	1,26	41	0,64	20
	Ш _б Яялю	10,29	0,36	4	1,50	15	0,66	7
	IV _б Усть-Улаган	43,97	1,18	52	1,09	48	1,11	49
$M_{xb} = 0,01 \sum M_{xi} f_i$			0,76		1,32		0,81	
р.Бий-г.Бийск	I _к Усть-Кокса	28,09	0,64	18	1,40	39	0,72	20
	П _к Актру	15,10	0,60	9	1,25	17	0,78	12

Продолжение табл. 5.12

1	2	3	4	5	6	7	8	9
р. Катунь-с. Срос- тки	Σ_k Усть-Улаган	9,03	1,18	11	1,09	10	1,11	10
	IY_k Онгудай	15,87	0,74	12	1,12	18	1,16	18
	Y_k Яялю	10,23	0,36	4	1,50	15	0,66	7
	UI_k Кызыл-Озск	12,85	0,46	6	1,27	16	0,69	9
	УП_k Катанда	8,83	0,86	8	3,05	27	0,68	6
$M_{xx} = 0,01 \Sigma M_{x1} t_1$				0,68		1,42		0,82

5.6. Синхронность многолетних колебаний стока половодья на реках бассейна В.рхней Оби

Исследование степени синхронности многолетних колебаний стока весеннего половодья выполнено на основе расчетов коэффициентов парной корреляции с использованием данных наблюдений Западно-Сибирского УГКС за последние 30 лет (1951-1980 гг.). Всего определено свыше 350 коэффициентов парной корреляции.

Рассматриваемый период наблюдений включает ряд многоводных (1973, 1970, 1969, 1961, 1958 гг.) и маловодных (1980, 1974, 1967, 1965, 1961, 1955 гг.) половодий (табл. 5.13). Наиболее низкая водность отмечена в 1967 г., самая высокая - в 1969 г. (модульные коэффициенты соответственно 0,66-0,73 и 1,75-1,63, табл. 5.13).

Результаты расчетов показывают, что многолетние колебания стока весеннего половодья в бассейнах Катунь и Бии характеризуются высокой степенью синхронности ($r = 0,7-0,9$, табл. 5.14). Исключение представляют ледниковые бассейны (пр. Аккем и Чаган), где площадь оледенения превышает 10-15%. Коэффициенты корреляции стока ледниковых рек и рек с незначительной относительной площадью оледенения малы по величине и отрицательны по знаку. Такой результат вполне понятен: для безледниковых бассейнов объем весеннего половодья определяется количеством зимне-весенних осадков, тогда как объем притока талых вод в ледниковых бассейнах определяется условиями таяния снега и льда и, прежде всего, поступлением солнечной радиации. В годы с большим количеством зимних и весенне-летних осадков объем половодья в низкогорных и среднегорных бассейнах возрастает. Напротив, в горно-ледниковых бассейнах в такие годы ярко выражено снижение абляции и как следствие - уменьшение речного стока [135].

Таблица 5.13

Колебания модульных коэффициентов стока весеннего
половодья (апрель - июнь)

Год	Модульные коэффициенты стока весеннего половодья		
	р.Обь-г.Барнаул	р.Бия-г.Бийск	р.Катунь-с.Сростки
1951	0,75	0,92	0,83
1952	0,96	0,98	1,18
1953	0,77	0,93	0,93
1954	1,04	1,03	0,85
1955	0,75	0,89	0,78
1956	1,00	0,96	0,91
1957	1,13	0,98	0,92
1958	1,37	1,24	1,16
1959	1,13	0,93	0,82
1960	1,00	0,87	1,06
1961	1,24	1,08	1,13
1962	0,96	0,89	0,88
1963	0,72	0,75	0,82
1964	0,79	0,81	0,83
1965	0,81	0,80	0,83
1966	1,47	1,58	1,38
1967	0,66	0,73	0,71
1968	0,88	0,70	0,86
1969	1,63	1,75	1,48
1970	1,17	1,14	1,29
1971	1,14	0,98	1,22
1972	0,97	0,92	1,02
1973	1,29	1,25	1,34
1974	0,76	0,85	0,70
1975	1,08	1,06	1,06
1976	0,84	0,89	0,89
1977	1,11	1,00	1,07
1978	0,74	0,99	0,88
1979	1,00	0,87	0,08
1980	0,83	0,85	0,98

Таблица 5.14

Коэффициент парной корреляции r стока за период
половодья

Река-пункт	Со стоком р.Катунь- с.Сростки	Река-пункт	Со стоком р.Бия - г.Бийск
Катунь-Тонгур	0,91	Бия-Турочак	0,94
Кокса - Усть-Кокса	0,87	Бия-Кебезень	0,93
Урсул-Онгудай	0,88	Чумыш-Сорокино	0,67
Сема-Шебалино	0,81	Чумыш-Тальменка	0,57
Майма-Майма	0,77	Лебедь - Усть-Лебедь	0,79
Иша - Усть-Иша	0,77	Ноя-Ненинка	0,81
Аккем-Аккем	-0,21	Чулышман-Балыкча	0,91
Чаган - Кызыл-Маны	-0,05	Бишкаус - Усть-Улаган	0,82
Чумыш-Сорокино	0,83	Урсул-Онгудай	0,84
Чумыш-Тальменка	0,72	Майма-Майма	0,71
Лебедь - Усть-Лебедь	0,84	Аккем-Аккем	-0,23
Чулышман-Балыкча	0,75	Чаган - Кызыл-Маны	-0,18
Бишкаус - Усть-Улаган	0,67	Сема-Шебалино	0,82
Бия-Турочак	0,79	Кокса - Усть-Кокса	0,79
Бия-Бийск	0,87	Катунь-Сростки	0,87
Томь-Томск	0,63	Томь-Томск	0,62
Обь-Барнаул	0,93	Обь-Барнаул	0,92

Примечание. Объем половодья включает сток за апрель, май, а также все последующие месяцы, для которых средние расходы воды превышают средний годовой расход.

В пределах рассматриваемой территории достаточно отчетливо прослеживается закономерность уменьшения коэффициентов парной корреляции с возрастанием расстояния между центрами тяжести водосборов. Указанная закономерность для рек бассейна Верхней Оби выражается формулой $r = 0,907 - 0,0011 L$, (5.12) где L - расстояние между центрами тяжести бассейнов (км).

Средняя квадратическая ошибка определения коэффициента корреляции по формуле (5.12) составляет $\pm 0,12$. Формула (5.12) получена на основе обработки данных для рек с незначительной относительной площадью оледенения ($< 5\%$).

Таким образом, несмотря на разнообразие рельефа, климатических и почвенно-геологических условий, в пределах рассматриваемой территории четко выражена синхронность многолетних колебаний стока весеннего половодья на реках с незначительным оледенением. Следовательно, в пределах бассейна Верхней Оби должна наблюдаться также и синхронность в изменении по годам гидрометеорологических условий формирования половодья.

5.7. Теснота связи стока весеннего половодья с показателями снегонакопления и предельного увлажнения

Отмеченная выше синхронность многолетних колебаний стока весеннего половодья подтверждается анализом колебаний зимне-весенних осадков. Так, О.А.Истожнина [55] установила тесную связь между суммами этих осадков в горах и предгорьях. Был сделан вывод о представительности данных наблюдений за осадками для обширных районов горной страны. Например, данные о суммарных осадках за период XI—II по станции Оленья Речка (Западные Саяны, бассейн Енисея) оказались показательными в отношении зимне-весенних осадков в бассейне Оби. Вследствие большой важности этого вопроса для гидрологических прогнозов существенное внимание его исследованию уделил А.А.Харзан [144, 145]. Он показал, что в Алтае-Саянской горной стране и в бассейне оз. Балкал характерна четко выраженная зависимость между суммами осадков на разных высотах, вычисленными за холодные периоды равной продолжительности. Причем на графике связи модульных коэффициентов осадков, измеренных на разных высотах, осредненная зависимость проходит под углом 45° , что позволяет при недостаточном числе горных станций использовать показания низинных станций для определения относительных величин снегонакопления на больших высотах.

Ограниченность материалов снегомерных съемок не позволила О.А.Истожниковой и А.А.Харзану использовать их для разработки методики прогноза стока весеннего половодья. Были эти авторы были основаны на результатах наблюдений сети осадкомеров. В последние 25—30 лет на станциях и постах Западно-Сибирского УГМС в бассейне Верхней Оби регулярно проводятся снегомерные съемки. Ниже рассмотрим возможность привлечения материалов стандартных снегомерных съемок для прогнозов стока весеннего половодья.

Основной недостаток имеющейся информации по снежному покрову, так же, как и по осадкам, заключается в том, что большинство пунктов наблюдений расположено на высотах ниже 1500 м. Кроме того,

наблюдения проводятся в речных долинах, характеризующихся засушливым климатом. По этим причинам измеренные значения снегов запасов в бассейне Катуня не превышают 200 мм, хотя средний для этого бассейна запас воды в снежном покрове, определенный по современным картам (см. гл. 2), достигает примерно 400 мм (табл. 5.15). Коэффициент вариации снегов запасов по данным станций составляет 0,36-0,52. Повышенные значения коэффициента вариации отмечаются в засушливых районах (Бийск, Онгудай, табл. 5.15). Близкие значения коэффициентов вариации получены и для сумм осадков, подсчитанных за холодный период. С возрастанием абсолютной высоты и соответственно продолжительности холодного периода суммы осадков также возрастают, а коэффициенты вариации уменьшаются (табл. 5.15).

Как показали предшествующие исследования [Харлан А.А., 1970], основным фактором, определяющим многолетнюю изменчивость стока весеннего половодья, является изменчивость снегонакопления. Рассмотрим тесноту связи стока весеннего половодья (IV-VI) с характеристиками снегонакопления, подсчитанными с использованием данных снегосъемок и наблюдений за осадками. В табл. 5.16 приведены коэффициенты корреляции стока весеннего половодья Катуня и Бии с различными характеристиками снегонакопления, подсчитанные за период с 1951 по 1980 г. Связь весеннего стока с ежегодными снегов запасами на 20.III оказалась в среднем несколько более тесной, чем с суммами осадков за холодный период. Для отдельных пунктов снегосъемок коэффициенты корреляции достигают 0,75-0,77, тогда как максимальные значения их при использовании осадков не превышают 0,54. Если суммировать осадки за более длительное время, соответствующее холодному периоду на высотах 1750 или 2250 м, то коэффициенты корреляции заметно возрастают. Вполне понятно, что полученные таким путем суммы осадков точнее отражают снегонакопление в возвышенных частях бассейна, а также учитывают влияние дождей после схода снега для более низких поверхностей.

В табл. 5.16 приведены также коэффициенты корреляции стока половодья с запасами воды в снеге на 20.III, сложенными с осадками за осенние периоды, которые учитывают более раннее начало снегонакопления на высотах 1750 и 2250 м. В этом случае коэффициенты корреляции заметно возрастают: в среднем их величина примерно соответствует тесноте связей при использовании сумм осадков, а максимальные значения по отдельным станциям достигают 0,72-0,84.

Таблица 5.15

Норма и изменчивость стока за период половодья,
запасов воды в снеге и весенних осадков

Характеристика	Бассейн Катунь			Бассейн Бий		
	Пункт наблюдений	Норма, мм	Cv	Пункт наблюдений	Норма, мм	Cv
Сток за IV-VI	Сростки	161	0,20	Бийск	218	0,23
Сток за половодье	Сростки	257	0,23	Бийск	295	0,24
Снегозапас на 20.III	Сростки	102	0,49	Бийск	87	0,52
	Кызыл-Озек	118	0,38	Ненинка	128	0,36
	Онгунай	27	0,51	Турочак	195	0,40
	Усть-Кокса	49	0,45	Яйло	114	0,41
	Катанда	60	0,36	Усть-Улаган	43	0,42
Сумма осадков за холодный период на высоте станции	Кызыл-Озек	186	0,26	Турочак	268	0,29
	Онгунай	48	0,42	Яйло	150	0,40
	Усть-Кокса	102	0,36	Усть-Улаган	63	0,36
	Катанда	86	0,33			
Сумма осадков за холодный период на высоте 2250 м	Кызыл-Озек	313	0,24			
	Онгунай	97	0,36	Турочак	416	0,21
	Усть-Кокса	171	0,31	Яйло	320	0,29
	Катанда	145	0,25	Усть-Улаган	91	0,33
Сумма осадков за период с 20.III по 20.IV	Среднее для пунктов Кызыл-Озек и Усть-Кокса	36	0,46	Среднее для пунктов Яйло и Турочак	54	0,50
Запас воды в снеге, средний для бассейна, рассчитанный по данным снегогустометров с учетом распределения снегозапасов по высотным зонам	р.Катунь-Сростки	407	0,27	р.Бия - Бийск	485	0,36

Таблица 5.16

Теснота связи между стоком половодья (IV-VI) и характеристиками гидрометеорологических условий его формирования

Характеристика	Пункт наблюдений	Коэффициент корреляции	
		р.Катунь-с.Сростки	р.Бия-г.Бийск
I	2	3	4
Запас воды в снеге на 20.III	Кызыл-Озек	0,43	0,62
	Онгудай	0,25	0,24
	Усть-Кокса	0,51	0,36
	Катанда	0,24	0,18
	Турочак	0,64	0,77
	Яйло	0,73	0,75
	Усть-Улаган	0,41	0,53
	по всем пунктам	0,46	0,49
Среднее:	по пунктам в бассейне	0,36	0,68
Осадки за холодный период на высоте станции, X	Кызыл-Озек	0,24	0,43
	Онгудай	0,52	0,54
	Усть-Кокса	0,46	0,38
	Катанда	0,28	0,25
	Турочак	0,26	0,40
	Яйло	0,18	0,34
	Усть-Улаган	0,38	0,46
	по всем пунктам	0,33	0,40
Среднее:	по пунктам в бассейне	0,37	0,30
Осадки за холодный период на высоте 1750 м, X ₁₇₅₀	Кызыл-Озек	0,56	0,73
	Онгудай	0,69	0,65
	Усть-Кокса	0,65	0,53
	Катанда	0,55	0,52
	Турочак	0,45	0,60
	Яйло	0,42	0,54

Продолжение табл. 5.16

1	2	3	4
	Усть-Улаган	0,53	0,50
	по всем пунктам	0,55	0,58
Среднее:	по пунктам в бассейне	0,61	0,58
Запасы воды в снеге на 20.III, сложенные с осадками за период от даты перехода температуры воздуха через 0° осенью на высоте 1750 м до этой же даты на высоте пункта наблюдений, $S + \Delta X_{1750}$	Кызыл-Озек	0,58	0,75
	Онгулай	0,52	0,39
	Усть-Кокса	0,69	0,44
	Катанда	0,50	0,36
	Турочак	0,71	0,79
	Яйлю	0,72	0,69
	Усть-Улаган	0,43	0,41
	по всем пунктам	0,59	0,55
Среднее:	по пунктам в бассейне	0,57	0,63
Осадки за холодный период на высоте 2250 м, X_{2250}	Кызыл-Озек	0,60	0,78
	Онгулай	0,57	0,59
	Усть-Кокса	0,56	0,48
	Катанда	0,60	0,55
	Турочак	0,56	0,71
	Яйлю	0,52	0,63
	Усть-Улаган	0,50	0,49
	по всем пунктам	0,56	0,60
Среднее:	по пунктам в бассейне	0,58	0,46
Запасы воды в снеге на 20.III, сложенные с осадками за период от даты перехода температуры воздуха через 0° осенью на высоте 2250 м до этой же даты на высоте пункта наблюдений, $S + \Delta X_{2250}$	Кызыл-Озек	0,63	0,82
	Онгулай	0,42	0,25
	Усть-Кокса	0,60	0,38
	Катанда	0,47	0,38
	Турочак	0,75	0,84
	Яйлю	0,72	0,72
	Усть-Улаган	0,43	0,43
	по всем пунктам	0,57	0,54
Среднее:	по пунктам в бассейне	0,63	0,66

Продолжение табл. 5.16

I	2	3	4
Модульный коэффициент запаса воды в снеге для речного бассейна, рассчитанный по данным снегосьеом с учетом распределения снегозапасов по высотным зонам		0,78	0,73
Осенний сток Маймы - с.Майма		0,42	0,34
Осенний сток р.Лебедь - с.Усть-Лебедь		0,25	0,22
Модульный коэффициент осадков за период с 20.Ш по 20.У для бассейна		0,57	0,49

Таблица 5.17

Изменение тесноты связи между стоком половодья (IV-VI) и характеристикой снегонакопления при учете осадков за период с 20.Ш по 20.У (χ_b)

Пункт наблюдения	Показатели снегонакопления и осадков	Коэффициент корреляции
<u>р.Катунь - с.Сростки</u>		
Усть-Кокса	$S + \Delta\chi_{2250}$	0,60
Усть-Кокса	$S + \Delta\chi_{2250}, \chi_b$	0,69
Онгудай	$S + \Delta\chi_{2250}$	0,42
Онгудай	$S + \Delta\chi_{2250}, \chi_b$	0,57
<u>р.Бия - г.Бийск</u>		
Яйлю	$S + \Delta\chi_{2250}$	0,72
Яйлю	$S + \Delta\chi_{2250}, \chi_b$	0,85
Турочак	$S + \Delta\chi_{2250}$	0,84
Турочак	$S + \Delta\chi_{2250}, \chi_b$	0,88

Примечание. Обозначения см. в табл. 5.16.

Следует подчеркнуть, что заметное увеличение корреляции при использовании снегозапасов вызвано только тем, что учтено более раннее начало снегонакопления на больших высотах. Если дополнительно учесть весенние осадки, выпавшие с 20.Ш по 20.У, то теснота связи со стоком еще увеличится. Так, для станций Усть-Кокса, Онгудай, Яйлю, Турочак коэффициенты корреляции возросли на 0,04-0,15 (табл. 5.17).

Таким образом, выполненные расчеты подтвердили полученные ранее выводы О.А.Истошиной и А.А.Харшана о возможности использования данных наблюдений низинных станций для прогнозов стока весеннего половодья горных рек. Подтвердилась также довольно высокая корреляция между суммами осадков, рассчитанными за холодные периоды на высотах 1750 и 2250 м, и стоком весеннего половодья на рр. Катунь и Бия.

Из проведенного анализа следует практически важный вывод о том, что материалы стандартных снегомерных съемок сети станций и постов Госкомгидромета можно использовать для предвычисления стока весеннего половодья в бассейне Верхней Оби.

В начале этой главы рассмотрена методика расчета модульных коэффициентов снегонакопления в речном бассейне с использованием данных стандартных снегомерных съемок и карты распределения нормы снегозапасов, в которой учитывается количество выпавших осадков за период начиная от даты перехода среднесуточной температуры воздуха через 0° осенью в соответствующей высотной зоне и кончая этой датой на высоте пункта снегосъемки. Рассчитанные таким способом характеристики снегонакопления имеют довольно тесную связь со стоком весеннего половодья. Для бассейнов Катунь и Бия коэффициенты корреляции модульных коэффициентов снегонакопления составляют соответственно 0,78 и 0,73 (табл. 5.16).

Осадки весенне-летнего периода хотя и не являются главным фактором многолетней изменчивости стока весеннего половодья, но тем не менее играют определенную роль и могут учитываться с целью уточнения мартовского прогноза элементов половодья. Это подтверждают уже рассмотренные данные табл. 5.17, а также показатели тесноты связи между стоком весеннего половодья Катунь и Бия и модульными коэффициентами сумм осадков за период с 20.Ш по 20.У для этих бассейнов (табл. 5.16), которые характеризуют весеннее снегонакопление на высотах 2500 м, а на более низких уровнях - снегонакопление и жидкие осадки за время снеготаяния и после его окончания.

Хотя бассейн Верхней Оби в целом отличается умеренным и высоким увлажнением, в его пределах достаточно широко представлены засушливые горно-степные участки. Особой сухостью климата отличаются обширные Чуйская и Курайская котловины, где за год выпадает всего 100-200 мм осадков. В этих условиях потери стока весеннего половодья могут существенно зависеть от осеннего увлажнения почвогрунтов. В качестве характеристики осеннего увлажнения нами использованы величины осеннего стока рек, выраженные в виде суммы средних месячных расходов воды за сентябрь-ноябрь. Коэффициенты парной корреляции стока весеннего половодья с осенним стоком за предшествующий год могут достигать заметных величин (до 0,42, табл. 5.16). Приведенные в табл. 5.16 данные и последующие расчеты показали, что для бассейна Катунь, отличающегося особенно большими контрастами увлажнения, влияние осенних влагозапасов на сток весеннего половодья проявляется более заметно, чем для бассейна Бий.

Г Л А В А 6

МЕТОДИКА ПРОГНОЗА ЭЛЕМЕНТОВ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ

Теоретические основы решения задачи прогноза весеннего стока изложены трудами Е.Г.Попова [100] и В.Д.Комарова [64]. Исследованиями [16,17 и др.] были конкретизированы особенности применения общих теоретических положений в различных физико-географических условиях. Перечисленные исследования относятся к равнинным районам. В практике прогнозов весеннего стока равнинных рек обычно применяются уравнения следующего вида:

$$y = a \left[(S+x) - p_m \left(1 - e^{-\frac{S+x}{p_m}} \right) \right]; \quad (6.1)$$

$$y = a \left[(S+x) - p_m \operatorname{th} \frac{S+x}{p_m} \right], \quad (6.2)$$

где a - параметр, учитывающий величину постоянно бессточной площади, а также испарение и фильтрацию воды из водоудерживающей емкости [17]; $S+x$ - сумма запаса воды в снежном покрове и осадков, формирующих половодье; p_m - суммарная величина водоудерживающей (поверхностной) емкости.

Уравнения (6.1) и (6.2) строго выводятся для случая постоянно-го по площади слоя воды $(S+x)$. Если для равнинных районов такое допущение в той или иной мере приемлемо, то в горных районах, где снежный покров залегает исключительно неравномерно по территории, применение уравнений (6.1) и (6.2) для всего бассейна реки представляется необоснованным. В этом случае целесообразно разбить речной бассейн на отдельные зоны с примерно одинаковым снегонакоплением на каждой из них. Затем по формуле (6.1) или (6.2) сток рассчитывается отдельно для каждой зоны и определяется суммарный сток для всего бассейна. Например, при использовании формулы (6.2) получим

$$y = \sum_{i=1}^n f_i a_i \left[(S+x)_i - p_{mi} \operatorname{th} \frac{(S+x)_i}{p_{mi}} \right], \quad (6.3)$$

где f_i - относительная площадь i -й зоны; n - число зон.

Предполагается, что величины $(S+x)_i$, a_i , p_{mi} определяются отдельно для каждой зоны.

Таким нам представляется наиболее обоснованный путь решения задачи прогноза весеннего стока в горном бассейне. В настоящее время этот путь, однако, для бассейна Верхней Оби неприменим из-за слабой изученности полей снегозапасов вследствие редкой сети пунк-

тов гидрометеорологических наблюдений и трудности проведения снегомерных работ в горах, а также неизученности вопросов, связанных с определением параметров потерь стока (P_{m1} , a_1). По этой причине в данной работе, как и в предшествующих исследованиях О.А. Истошиной, А.А. Харшана и других авторов, применяется способ получения эмпирических зависимостей на основе аппарата линейной корреляции.

6.1. Прогностические зависимости

В гл. 5 уже рассмотрены вопросы, связанные с оценкой показателей снегонакопления. Поэтому ниже рассмотрим непосредственные результаты расчета на ЭВМ ЕС-1022 параметров уравнений, полученных с использованием программы шаговой линейной регрессии.

На каждом шаге вычислительного процесса в уравнение включается только такая новая переменная, которая оказывает наиболее существенное влияние на величину предсказываемой переменной. Степень влияния оценивается по значению коэффициента частной корреляции [5].

Показатели снегонакопления для получения уравнений регрессии принимались либо непосредственно по результатам снегосъемок в отдельных пунктах, либо путем вычисления средних по бассейну характеристик [формула (5.3)]. Прогностические уравнения получены для рр. Катунь (с. Сростки), Бия (г. Бийск) и Обь (г. Барнаул).

Расчеты шаговым методом позволили выбрать наиболее репрезентативные пункты снегосъемок, данные которых имеют наиболее тесную связь со стоком весеннего половодья. Для Катунь это Усть-Кокса (поле) и Кызыл-Узек (поле). Первый пункт расположен в районе верхнего течения Катунь, на высоте 978 м, второй - в нижнем течении (высота 351 м). Средние многолетние запасы воды в снеге в этих пунктах на 20.III составляют соответственно 49 и 118 мм, что существенно ниже, чем средний снеговой запас в бассейне Катунь (см. табл. 5.3). В бассейне Бии наиболее репрезентативные результаты дают снегосъемки в пунктах Яяль (лес) и Турочак (поле) на высотах соответственно 441 и 320 м со средними многолетними снеговыми запасами в 114 и 195 мм, что также существенно ниже среднего по бассейну снегов. запаса (см. табл. 5.3). Таким образом, результаты стандартных снегосъемок низинных станций оказались достаточно показательными характеристиками многолетней изменчивости накопления снега в бассейнах Катунь и Бии, расположенных в наиболее возвышенных районах Алтай.

Уравнения для прогноза имеют следующий вид (табл. 6.1, 6.2):

- для Катунь

$$y_{K_1} = 15,1 S_1 + 6,54 S_2 + 44,8 m_1 + 1270 ;$$

- для Бии

$$y_{B_1} = 5,48 S_3 + 5,24 S_4 + 4,90 m_2 + 1060 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Эти уравнения учитывают величины предшествующего осеннего стока (суммы средних месячных расходов воды за сентябрь-ноябрь) по рр. Майма - с. Майма (бассейн Катунь) и Иша - с. Усть-Иша (бассейн Бии). Обе реки отличаются сравнительно небольшими высотами водосборов (средние высоты 670 и 440 м). Сток этих рек косвенно характеризует количество выпавших осенью осадков, и следовательно, увлажнению почвогрунтов. В связи с тем, что оба бассейна расположены в сравнительно увлажненных районах, осенний сток этих рек должен быть достаточно тесно связан с количеством выпавших осадков. Кроме того, его величина является косвенной характеристикой осеннего снегонакопления в высокогорных районах (переход среднесуточной температуры воздуха через 0° в Центральном Алтае осуществляется соответственно: на высоте 500 м в I декаде ноября, 1000 м - во второй декаде октября, 2000 - в I декаде октября, 3000 м - во II декаде сентября).

Таким образом, осенний сток рек, присутствующий в рассматриваемых уравнениях, косвенно характеризует, во-первых, осеннюю увлажненность почвогрунтов и, во-вторых, осеннее снегонакопление в высокогорных районах.

Известно, что в зоне избыточного увлажнения осеннее увлажнение слабо влияет на величину потерь талых вод и сток весеннего половодья, т.к. практически ежегодно в конце осени наблюдается высокое увлажнение почвы. Несмотря на то, что бассейны Катунь и Бии в целом хорошо и избыточно увлажнены, в их пределах встречаются весьма засушливые районы. Особенно нерегулярно увлажнен бассейн Катунь, где наряду с многоснежными горно-ледниковыми узлами достаточно широко представлены степные и полупустынные ландшафты, общая площадь которых здесь приближается к 30-35%. В бассейне Бии эта площадь составляет около 10%. Таким образом, включение в процессе шаговой линейной регрессии показателя осеннего увлажнения для прогноза стока весеннего половодья в рассматриваемых условиях подтверждается физическим анализом условий его формирования.

Таблица 6.1

Уравнения для прогноза стока весеннего половодья
р. Катунь - с. Сrostки

№ п/п	Уравнения	Коэффициент корреляции	s/s
1	$Y_{k_1} = 15,07 S_1 + 6,54 S_2 + 44,6 m_1 + 1270$	0,79	0,67
2	$Y_{k_2} = 6,92 (2,30 S_1 + S_2) + 48,7 m_1 + 10,3 X_1 + 862$	0,83	0,61
3	$Y_{k_3} = 20,0 M_k + 24,8 m_1 + 1155$	0,83	0,59
4	$Y_{k_4} = 21,0 M_k + 23,7 m_1 + 11,0 X_k + 779$	0,85	0,58
5	$Y_{k_5} = 18,0 M_k + 17,9 m_1 + 10,1 X'_k + 719$	0,88	0,51

Примечание.

$Y_{k_1}, Y_{k_2}, \dots, Y_{k_5}$ - сток весеннего половодья, выраженный в виде суммы средних месячных расходов за апрель-июнь ($\text{м}^3/\text{с}$);
 S_1 - запас воды в снеге на 20.Ш в Усть-Коксе (поле);
 S_2 - то же в Кызыл-Озекe;
 m_1 - сумма средних месячных расходов воды за сентябрь-ноябрь предшествующего года по р. Майма - с. Майма ($\text{м}^3/\text{с}$);
 X_1 - сумма осадков за период с 20.Ш по 20.У по Усть-Коксе;
 M_k - модульный коэффициент снегонакопления в бассейне на 20.Ш (%);
 X_k - сумма осадков за период с 20.Ш по 20.У в бассейне;
 X'_k - то же, за период с 20.Ш по 20.У;
 S - средняя квадратичная ошибка проверочных прогнозов;
 s - среднее квадратичное отклонение предсказываемой переменной.

Таблица 6.2

Уравнения для прогноза стока весеннего половодья
р. Бия - г. Бийск

№ п/п	Уравнения	Коэффици- ент кор- реляции	S/6
1	$Y_{6,1} = 5,48 S_3 + 5,24 S_4 + 4,90 m_2 + 1060$	0,86	0,58
2	$Y_{6,2} = 16,6 \left(\frac{M_3 + M_4}{2} \right) + 4,68 m_2 + 1083$	0,86	0,55
3	$Y_{6,3} = 18,7 M_6 + 20,5 X_L + 550$	0,82	0,61
4	$Y_{6,4} = 15,2 M_6 + 12,6 M'_{16} + 323$	0,87	0,53
5	$Y_{6,5} = 1,11 Y_{6,2} + 17,7 X_6 - 916$	0,92	0,42
6	$Y_{6,6} = 0,95 Y_{6,2} + 11,3 X'_{16} - 798$	0,95	0,34

Примечание.

$Y_{6,1} , Y_{6,2} , \dots , Y_{6,6}$ - сток весеннего половодья, выраженный в виде суммы средних месячных расходов воды за апрель-июнь (м³/с);

S_3 - запас воды в снеге на 20.III в Турочаке (поле);

S_4 - то же, в Яяло (лес);

m_2 - сумма средних месячных расходов воды по р. Иша - с. Усть-Иша за сентябрь-ноябрь;

M_3 - модульный коэффициент запаса воды в снеге на 20.III в Турочаке (%);

M_4 - то же, в Яяло (%);

M_6 - модульный коэффициент снегомакопления в бассейне на 20.III (%);

X_L - сумма осадков с 20.III по 20.IV в бассейне;

X'_{16} - то же, с 20.III по 20.V;

M'_{16} - модульный коэффициент осадков за период с 20.III по 20.V в бассейне (%).

В уравнении (I) для Бии (табл. 6.2) величины коэффициентов при снегозапасах S_3 и S_4 примерно одинаковы. По этой причине в качестве показателя снегонакопления можно использовать среднюю арифметическую величину снегозапаса в пунктах Яйло и Турочак либо среднее значение модульного коэффициента запасов воды в снеге в этих пунктах. Уравнение для этого последнего случая [формула (2), табл. 6.2] имеет практически такие же показатели тесноты связи, что и рассмотренные выше.

В формуле для прогноза стока весеннего половодья Катунь [(I), табл. 6.1] коэффициенты регрессии при снегозапасах существенно различаются. Первые два члена этой формулы представим в виде

$$15,07 S_1 + 6,54 S_2 = 6,54 [2,30 S_1 + S_2] .$$

Принимая в качестве независимой переменной, характеризующей снегонакопление, величину, стоящую в квадратных скобках последнего выражения, и, включив дополнительную переменную X_1 (сумма осадков с 20.III по 20.IV по станции Усть-Кокса), получим на основе множественной регрессии следующее уравнение [(2), табл. 6.1] :

$$y_{k_2} = 6,92 [2,30 S_1 + S_2] + 48,7 m_1 + 10,3 X_1 + 862 \text{ м}^3/\text{с} .$$

Коэффициент корреляции этой зависимости в результате введения осадков X_1 в качестве дополнительной переменной увеличился до 0,85 (вместо 0,79 без учета X_1).

Теснота связи для прогноза стока за половодье Катунь еще более вырастает, если в качестве показателя снегонакопления использовать модульный коэффициент снегозапасов в бассейне, а также учесть средние взвешенные суммы осадков, подсчитанные за период с 20.III по 20.IV (X_1) и с 20.III по 20.V (X'_1). Методика расчета этих характеристик подробно изложена в предыдущей главе. Использование суммы осадков в качестве дополнительного аргумента при прогнозе весеннего стока позволяет последовательно уточнять ранее выпущенный прогноз, основанный только на данных о снегонакоплении. Заметим, что модульный коэффициент снегозапаса определяется с использованием данных снегосъемок, наблюдений за осадками осеннего периода и учитывает территориальное распределение средних многолетних запасов воды в снежном покрове.

Для Бии использование такой характеристики не обеспечило увеличения точности прогностических уравнений [(3), табл. 6.2] . По-видимому, это вызвано отсутствием пунктов снегомерных съемок в верхней части бассейна. Для практического использования мы рекомендуем

формулу [(2), табл. 6.2] :

$$Ч_{6_2} = 16,6 \left(\frac{M_3 + M_4}{2} \right) + 4,68 m_2 + 1083 \text{ м}^3/\text{с} ,$$

в которой в качестве показателя снегонакопления принимается среднее значение модульного коэффициента снеготаласов в пунктах Яйла (M_3) и Турочак (M_4). Используя рассчитанную по формуле [(2), табл. 6.2] величину $Ч_{6_2}$ в качестве независимой переменной, характеризующей совместное влияние снегонакопления и осеннего увлажнения, получим уравнения [(5), (6), табл. 6.2], в которых дополнительно учтены осадки X_6 и X'_6 . Эти последние уравнения отличаются высокой точностью (коэффициенты корреляции 0,92–0,96).

Максимальные расходы и уровни воды за период весеннего половодья Бии также могут быть предсказаны на основе их приближенной зависимости от переменной $Ч_{6_2}$ по формулам [(7), (8), табл. 6.3]. Аналогичные связи получены и для Катунь [(3), (4), (5), табл. 6.3]. В этом случае в качестве переменной, суммарно учитывающей снегонакопление и предшествующее увлажнение, может служить рассчитанная по формуле [(3), табл. 6.1] величина стока весеннего половодья с апреля по июнь

$$Ч_{K_3} = 20,0 M_K + 23,7 m_1 + 1155 \text{ м}^3/\text{с} .$$

Учет осадков уточняет зависимости для прогноза максимума половодья [формулы (3), (5), табл. 6.3] .

Подобные же связи могут быть положены в основу прогноза суммарного стока за половодье. Коэффициенты корреляции для этих связей ниже, чем в случае зависимостей для стока за апрель–июнь. Подчеркнем, что суммарный сток за период половодья оценивался нами по сумме средних месячных расходов воды за апрель–июнь и всех последующих месяцев, для которых средние расходы воды превышали средний годовой расход.

Сток Оби у г. Барнаула формируется главным образом за счет притока с водосбор в Катунь и Бии. Действительно, доля стока этих рек за период апрель–июнь в стоке Оби у г. Барнаула составляет в среднем 71%, а коэффициент множественной корреляции равен 0,91. Модульные коэффициенты снегонакопления и осадков для бассейна Оби у г. Барнаула рассчитаны с учетом соотношения среднего стока Катунь и Бии за апрель–июнь:

$$M_0 = 0,54 M_K + 0,46 M_B , \quad (6.4)$$

где M_0 , M_K и M_B – соответствующие модульные коэффициенты для бассейнов Оби, Катунь и Бии (табл. 5.13).

Таблица 6.3

Уравнения для предвычисления суммарного стока за половодье и максимальных расходов (уровней) воды

№ п/п	Уравнения	Коэффици- ент кор- реляции	s/σ
<u>р. Катунь - с. Сrostки</u>			
1	$Y_{ок_1} = 1,57 Y_{к_3} + 17,4 X_k - 263$	0,70	0,75
2	$Y_{ок_2} = 1,28 Y_{к_3} + 18,1 X'_k - 126$	0,75	0,70
3	$Q_{mk} = 1,14 Y_{к_3} + 18,7 X_k - 1546$	0,69	0,77
4	$Q_{mk} = 1,08 Y_{к_3} - 836$	0,65	0,77
5	$H_{mk} = 0,056 Y_{к_3} + 1,13 X_k + 184$	0,65	0,77
<u>р. Бия - г. Бийск</u>			
6	$Y_{об_1} = 1,34 Y_{б_2} + 12,3 X_b - 357$	0,81	0,65
7	$Q_{mb} = 0,846 Y_{б_2} + 36$	0,70	0,77
8	$H_{mb} = 0,059 Y_{б_2} + 264$	0,67	0,76

Примечание. $Y_{ок}$, Q_{mk} , H_{mk} ; $Y_{об}$, Q_{mb} , H_{mb} - суммарный сток за половодье, максимальные расходы и уровни воды для Катунь - с. Сrostки и Бий - г. Бийск. Остальные обозначения - см. табл. 6.1 и 6.2.

Долгосрочный прогноз стока весеннего половодья Оби за апрель-июнь может быть дан на основе модульного коэффициента снегонакопления и осеннего стока Маймы - с. Майма [формула (I), табл. 6.4] :

$$Y_1 = 51,7 M_0 + 102 m_1 - 2476 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Весьма показательной характеристикой для прогноза элементов половодья Оби является сумма предсказанных величин стока за апрель-июнь для Катунь - с. Сrostки и Бий - г. Бийск

$$y_{\kappa\delta} = y_{\kappa_1} + y_{\kappa_2}, \quad (6.5)$$

где y_{κ_1} и y_{κ_2} определяются по формулам соответственно [(3), табл. 6.1] и [(2), табл. 6.2]. Уравнения для прогноза элементов весеннего половодья Оби до г. Барнаула (табл. 6.4) отличаются высокой теснотой связи (коэффициенты корреляции составляют 0,77-0,89).

Таблица 6.4

Уравнения для прогноза элементов весеннего половодья
Оби у г. Барнаула

п/п	Уравнения	Коэффициент корреляции	S/6
I	$y_1 = 51,7 M_0 + 102 m_1 - 2476$	0,81	0,66
2	$y_2 = 1,67 y_{\kappa\delta} - 1643$	0,84	0,58
3	$y_3 = 1,77 y_{\kappa\delta} + 1071 M_{\kappa 0} - 3392$	0,87	0,56
4	$y_4 = 1,47 y_{\kappa\delta} + 24,3 M'_{\kappa 0} - 2719$	0,89	0,51
5	$y_0 = 2,17 y_{\kappa\delta} + 23,3 M'_{\kappa 0} - 2854$	0,36	0,56
6	$y_0 = 2,36 y_{\kappa\delta} - 1824$	0,84	0,57
7	$Q_{m0} = 1,17 y_{\kappa\delta} - 2205$	0,77	0,68
8	$Q_{m0} = 1,32 y_{\kappa\delta} + 15,6 M_{\kappa 0} - 4759$	0,85	0,60
9	$H_{m0} = 0,0458 y_{\kappa\delta} + 244,4$	0,82	0,62
10	$H_{m0} = 0,050 y_{\kappa\delta} + 0,453 M_{\kappa 0} + 170$	0,87	0,56

Примечание. y , y_0 , Q_{m0} , H_{m0} - соответственно сток половодья за IV-VI, сток половодья за IV-VIII, максимальный расход и уровень воды; $M_0 = 0,54 M_{\kappa} + 0,46 M_{\delta}$; $M_{\kappa 0} = 0,54 M_{\kappa \kappa} + 0,46 M_{\kappa \delta}$; $M'_{\kappa 0} = 0,54 M'_{\kappa \kappa} + 0,46 M'_{\kappa \delta}$;

$y_{\kappa\delta} = y_{\kappa_1} + y_{\kappa_2}$. Остальные обозначения см. табл. 6.1 и 6.2.

6.2. Анализ уравнений и проверочные прогнозы

Теоретический анализ эмпирических уравнений для прогноза стока весеннего половодья представляет определенные трудности в связи с невозможностью достаточно корректной оценки элементов водного баланса. Тем не менее по отношению к полученным результатам можно высказать следующие соображения.

Рассмотрим для примера формулу для прогноза стока весеннего половодья Катуни [(3), табл. 6.1] :

$$Y_{K_1} = 20,0 M_K + 24,8 m_1 + 1155 .$$

Для перехода от суммы месячных расходов к слою стока умножим почленно первую часть этого уравнения на коэффициент размерности, равный 0,045 (площадь водосбора р. Катунь до с. Сrostки 58 400 км²). Получим

$$Y_{K_2} = 0,9 M_K + 1,12 m_1 + 52 .$$

Учтем, что $M_K = \frac{S_K}{\bar{S}_K} 100$, где S_K и $\bar{S}_K$ соответственно запас воды в снеге в рассматриваемом году и норма снегозапаса, откуда

$$Y_{K_2} = \frac{90}{\bar{S}_K} S_K + 1,12 m_1 + 52 .$$

Зная численное значение $\bar{S}_K$, можно оценить величину коэффициента при первом члене в правой части последнего уравнения:

$\alpha = 90/\bar{S}_K$. Основываясь на имеющихся картах снежного покрова (см. гл. 2), можно приближенно оценить норму снегозапаса в бассейне Катуни в 410 мм, или

$$\alpha = \frac{90}{410} = 0,22 ,$$

т.е.

$$Y_{K_2} = 0,22 S_K + 1,12 m_1 + 52 \text{ мм.}$$

Согласно последнему уравнению отношение приращения стока ΔY_{K_2} к соответствующему приращению снегозапаса ΔS_K при прочих равных условиях равно $\alpha = \Delta Y_{K_2} / \Delta S_K = 0,22$. Полученное соотношение, характеризующее некоторую осредненную величину коэффициента водоотдачи, представляется заниженным. Одной из причин такого результата может служить возможное преувеличение нормы снегозапаса. Но даже если принять ее величину на 100 мм меньше, получим лишь $\alpha = 0,30$

Представляется, что существенная причина занижения параметра α связана также с тем, что для оценки модульного коэффициента снегонакопления используются данные сети пунктов наблюдений, которые, как правило, расположены на дне речных долин и характеризуют-

ся преуменьшенными величинами осадков по сравнению с их количеством на склонах гор. В малоснежные зимы рассчитанные по данным сети наблюдений модульные коэффициенты заметно снижаются, а в многоснежные оказываются завышенными. Для подтверждения сказанного приведем материалы из работы А.Г.Чубенко [150], исследовавшего снежный покров в бассейне Коксы. В малоснежный 1969/70 г. в районе гидрометеостанции Усть-Кокса (высота до 1000 м) модульный коэффициент снегозапаса оказался равным около 0,49, тогда как на высоте 1600-1800 м его величина равна 0,74; в многоснежный 1971/72 г. соответственно 1,45 и 1,30. В данном примере на высоте до 1000 м преобладают степные ландшафты (средняя мощность снежного покрова в марте примерно 30 см), а для высоты 1600-1800 типичны горно-таежные леса (мощность снега в среднем 176 см).

Итак, модульные коэффициенты снегонакопления определяются по данным сети пунктов наблюдений, располагающихся обычно на дне долин или в предгорьях, где норма снегонакопления оказывается преуменьшенной, а вариация более значительна, чем на горных склонах. В результате модульные коэффициенты занижены в малоснежные зимы и несколько преувеличены в многоснежные, что, очевидно, приводит к изменению углового коэффициента связи между модульным коэффициентом снегозапаса и весенним стоком (уменьшение углового коэффициента α , рис. 6.1).

Наконец, нельзя забывать, что бассейн Катунь и в меньшей степени Бий отличаются территориальной неравномерностью увлажнения. Выше говорилось, например, что почти одна треть площади бассейна Катунь представлена засушливыми степными и полупустынными пространствами. Наличие практически бессточной либо дающей незначительный сток площади также приводит к снижению параметра α [100].

Рассмотренными причинами и можно объяснить несколько неожиданный вид полученных зависимостей для прогноза стока весеннего половодья.

Приведем в заключение примеры составления прогноза элементов половодья с использованием рассмотренных эмпирических зависимостей для различавшихся по водности половодий (1967 г. - маловодный, 1969 - многоводный и 1980 - средний). Расчеты характеристик снегонакопления и осадков за эти годы рассмотрены в гл. 5 (табл. 5.6 - 5.9). Все необходимые исходные данные помещены в табл. 6.5, 6.7.

Для расчета стока за апрель-июнь по Катунь (с. Сrostки) по формуле (1), табл. 6.1 необходимы результаты снегомерных съемок по

станциям Усть-Кокса (поле) и Кызыл-Озек (поле), а также показатель осеннего увлажнения - осенний сток по р. Майма - с. Майма. Подставляя эти данные за 1967 г. (табл. 6.5) в формулу

$$У_{к1} = 15,07 S_1 + 6,54 S_2 + 44,6 m_1 + 1270,$$

получим

$$У_{к1} = 15,07 \times 30 + 6,54 \times 132 + 44,6 \times 10,9 + 1270 = 2548 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Результаты расчетов по Катунь и Бии приведены в табл. 6.6. Ошибки прогнозов за 1967, 1969 и 1980 гг. не превышают 20% от наблюдаемых величин. При учете в прогнозах количества осадков за период с 20.II по 20.IV ошибки, как правило, меньше допустимых.

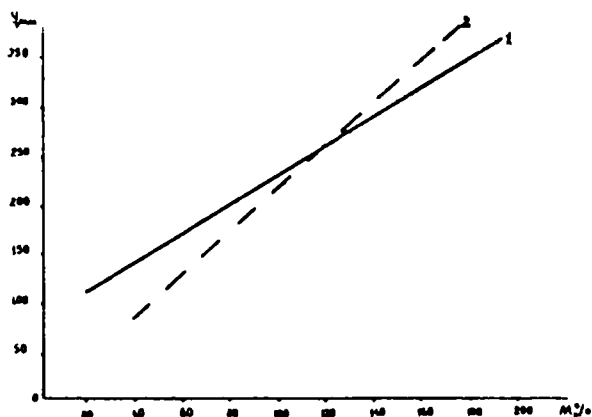


Рис. 6.1. Схематический вид эмпирической зависимости весеннего стока от модульного коэффициента снегонакопления при использовании для его определения данных снегомерных съемок на дне речных долин (1) и уточнение этой зависимости при корректной оценке снегонакопления в речном бассейне (2)

Исходные данные и результаты прогнозов весеннего стока и максимальных уровней воды по Оби у г. Барнаула приведены в табл. 6.7 и 6.8. Ошибки прогноза составили 15% и менее. Все проверочные прогнозы правильно ориентируют на весьма высокое половодье 1969 г., низкое - в 1967 и близкое к среднему - в 1968 г.

Таблица 6.5

Исходные данные для прогноза элементов весеннего половодья

Характеристика	Год		
	1967	1969	1980
Запас воды в снеге (мм) 20.III по станциям:			
Усть-Кокса (S_1)	30	74	18
Кызыл-Озек (S_2)	132	207	101
Турочак (S_3)	172	372	123
Яяло (S_4)	100	245	101
Модульные коэффициенты снегонакопления (%)			
в бассейнах рек:			
Катунь - Сростки (M_K)	63	159	79
Бия - Бийск (M_B)	63	189	77
Средний взвешенный слой осадков (мм) с			
20.III по 20.IV в бассейнах рек:			
Катунь - Сростки (X_K)	12	39	23
Бия - Бийск (X_B)	10	37	21
Модульные коэффициенты слоя осадков (%)			
с 20.III по 20.IV в бассейнах рек:			
Катунь - Сростки (M_{KK})	43	157	83
Бия - Бийск (M_{KB})	31	138	49
Сумма средних месячных расходов воды за			
сентябрь-ноябрь (m^3/c) по рекам:			
Майма - Майма (m_1)	10,9	14,9	17,9
Лебедь - Усть-Лебедь (m_2)	54,0	91,0	396,0

Таблица 6.6

Результаты проверочных прогнозов сумм средних
месячных расходов воды, м³/с, за апрель-июнь

Уравнения	Результаты расчетов (прогнозов)			Наблюденные вели- чины		Ошибки прогнозов, $\frac{m^3}{с}$		Допус- тимая ошибка
	1967г.	1969г.	1980г.	1967г.	1980г.	1967г.	1969г.	
р. Катунь - с. Срогик								
$Y_{K_1} = 15,07 S_1 + 6,54 S_2 + 44,6 m_1 + 1270$	3071	4404	3000			+ 433 + 17,0	- 893 - 16,8	- 533 - 15,1
$Y_{K_3} = 20,0 M_1 + 24,8 m_1 + 1155$	2691	4501	2922	2548	5307	+ 143 + 5,6	- 806 - 15,2	- 611 - 17,3
$Y_{K_4} = 21,0 M_1 + 23,7 m_1 + 11,0 X_4 + 779$	2498	4900	3107			- 50 - 2,0	- 407 - 7,7	- 426 - 12,0
р. Бия - г. Бийск								
$Y_{B_2} = 16,5 \left(\frac{M_1 + M_2}{2} \right) + 1,96 m_1 + 1018$	2595	4567	3064	2255	5439	+ 340 + 15,1	- 872 - 16,0	+ 424 + 16,1
$Y_{B_5} = 1,11 Y_{B_2} + 17,7 X_5 - 916$	2141	4818	2857			- 114 - 5,1	- 621 - 11,4	+ 217 + 8,2

Примечание. Для прогноза стока Бии модульные коэффициенты снегозапаса по станции Турочак

и Яйло определяются как $M_3 = \frac{S_3}{S} \cdot 100$, $M_4 = \frac{S_4}{S} \cdot 100$, где $S_3 = 195$ мм, $S_4 = 114$ мм.

Уравнение Y_{B_2} несколько отличается от приведенного в табл. 6.2, т.к. здесь в качестве m_2 использована осенний сток р. Лабедь - Усть-Лабедь.

Таблица 6.7

Исходные данные для прогноза элементов весеннего половодья Оби у г. Барнаула

Характеристика	Год		
	1967	1969	1980
Прогнозирование величины стока ($\text{м}^3/\text{с}$) в апреле-июнь по бассейнам:			
р. Катунь - Сростки (Y_{K_3})	2691	4501	2922
р. Бия - г. Бийск (Y_{B_1})	2595	4576	3064
$Y_{K_6} = Y_{K_3} + Y_{B_1}$	5286	9077	5986
Модульные коэффициенты осадков (%) с 20.III по 20.IV для бассейнов:			
р. Катунь - с. Сростки (M_{K_3})	43	157	83
р. Бия - г. Бийск (M_{B_1})	31	138	49
$M_{K_6} = 0,54 M_{K_3} + 0,46 M_{B_1}$	37	148	68

Примечание. Формулы для прогнозов приведены в табл. 6.6.

Таблица 6.8

Результаты проверочных прогнозов элементов половодья Оби у г.Барнаул

Уравнения	Результаты расчетов (прогнозов)			Наблюденные величины		Ошибки прогнозов, $\frac{M}{\%}$		Допус- тимая ошибка		
	1967г.	1969г.	1980г.	1967г.	1969г.	1980г.	1980г.			
1. Прогнозы суммарных расходов воды за ЛУ-У1 (M^3/c)										
$Y_2 = 1,67 Y_{K6} - 1643$	7184	13516	8353	6230	15360	7810	$\frac{+954}{+15,3}$	$\frac{-1844}{-12,0}$	$\frac{+543}{+7,0}$	1508
$Y_3 = 1,77 Y_{K6} + 10,71 M_{10} - 3392$	6230	14259	7931				$\frac{0}{-7,2}$	$\frac{-1101}{-1,5}$		
2. Прогнозы максимальных уровней воды (см)										
$H_{max} = 0,0458 Y_{K6} + 244,4$	486	660	518	466	737	493	$\frac{+20}{-15}$	$\frac{-77}{-46}$	$\frac{+25}{+7}$	43
$H_{max} = 0,050 Y_{K6} + 0,453 M_{10} + 170$	451	691	500							

6.3. Использование карты снежного покрова, основанной на данных снегомерных съемок [II0] , для разработки прогностических уравнений

Карта снежного покрова, основанная на данных снегомерных съемок, приведена в [II0] . Для работы нами использовался макет этой карты, выполненный на топографической основе масштаба 1:2500000.

Анализ распределения снеготаласов по высотным зонам и расчет весовых коэффициентов снежности проведен для каждой из выделенных синоптических зон (см. рис. 1.1). Было принято, что эти зоны являются расчетными районами, т. к. они в той или иной степени отражают различия в режимах выпадения осадков по территории. Более подробное деление региона на участки невозможно из-за мелкого масштаба карты. Таким образом, для бассейнов Бии и Катунь определено по три расчетных района.

Выбор гидрометеорологических станций, характеризующих колебания снежности в расчетных районах, основывался на принадлежности и близости станции к району и скоррелированности ее снеготаласов со стоком весеннего половодья. Для бассейна р.Бии характеризующими станциями были выбраны Турочак, Усть-Улаган, Актру; для бассейна р.Катунь - Кызыл-Озек, Онгудай, Усть-Кокса.

Распределение площади и весовых коэффициентов снега по высотным зонам для бассейнов в целом приведено в табл. 6.9. Графически это распределение представлено на рис. 6.2. Сравнивая данные табл. 6.9 и 5.3, можно видеть, что относительные характеристики (весовые коэффициенты снежности), рассчитанные по разным картам, несколько отличаются. Можно отметить небольшое смещение вверх "весов" снега, рассчитанных по карте, построенной фитоиндикационным методом. Но заметим, что для целей прогноза такое различие несущественно. Отличаются также и распределения площадей бассейнов по высотным зонам, что неизбежно вследствие искажений топографической основы масштаба 1:2500000. Что же касается абсолютных величин снеготаласов по карте [II0] и карте, основанной на применении фитоиндикации, то они различаются примерно в 2,5 раза: для бассейнов Бии и Катунь 171 и 151 мм по карте [II0] и 485 и 407 мм - по карте, приведенной в данном исследовании (см. рис. 2.11). Следует подчеркнуть, что для прогноза половодья используются относительные характеристики распределения снеготаласов, которые оказались достаточно близкими при их определении на основе упомянутых различных карт.

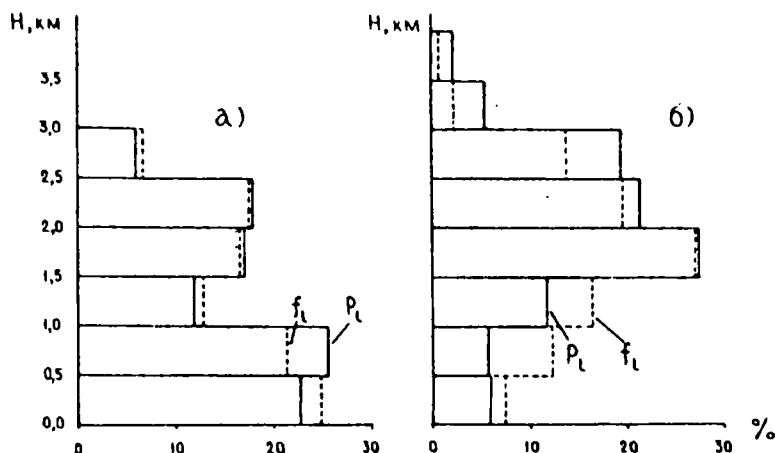


Рис. 6.2. Распределение площадей f_l и весовых коэффициентов снега P_l для бассейнов:
а - р.Бия - г.Бийск; б - р.Катунь - с.Сростки

В табл. 6.10 приведена характеристика снегонакопления в расчетных районах, а в табл. 6.11 расшифровано ее высотное распределение по районам. Из таблиц видно, что для расчета ежегодных показателей снегонакопления (P_{li} и M_k) наибольшую значимость принимает определение величин снегозапасов по станциям Турочак (для бассейна р.Бии) и Усть-Кокса (для бассейна р.Катуни). Расчетными константами для определения ежегодных показателей снегонакопления являются весовые коэффициенты снега $\frac{P_{li}}{S_l + \Delta x_{li}}$ и нормы снегозапасов в высотных зонах расчетных районов (табл. 6.12), рассчитанные по материалам снегомерных съемок и данным об осадках на опорных ГМС.

В табл. 6.13 приведены рассчитанные ежегодные показатели снегонакопления для бассейнов рр. Бии и Катуни за периоды наблюдений с 1952 по 1981 г., которые затем использовались для выполнения прогностических уравнений.

Таблица 6.9

Характеристика снегонакопления в бассейнах рр. Би и Катунь, рассчитанная по карте [110]

Высотная зона, м	р.Би - г.Бийск F=36900 км ² , $\bar{S} = 171$ мм			р.Катунь - с.Сростки F=58400 км ² , $\bar{S} = 151$ мм		
	Снего-запас $\bar{S}_1$, мм	Пло-щадь f_1 , %	Весовой коэффициент снеж-ности P_1 , %	Снего-запас $\bar{S}_1$, мм	Пло-щадь f_1 , %	Весовой коэффициент снежности P_1 , %
0- 500	156	24,80	22,71	122	7,58	6,12
500-1000	203	21,36	25,42	71	12,40	5,88
1000-1500	158	12,72	11,76	111	16,14	11,93
1500-2000	165	16,99	16,41	152	27,18	27,40
2000-2500	175	17,41	17,79	164	19,64	21,40
2500-3000	150	6,72	5,91	210	13,85	19,36
3000-3500	-	-	-	354	2,38	5,59
3500 и выше	-	-	-	420	0,83	2,32

Таблица 6.10

Характеристика снегонакопления в расчетных районах

Рай-она	Пункт снего съемки	Диапазон высот, м	Снегозапас $\bar{S}$, мм, по карте [110]	Площадь, %	Весовой коэффициент снежности, %
р.Би - г.Бийск					
I	Турочак	0-3000	191	70,29	78,55
П	Усть-Улаган	500-3000	118	21,75	15,07
Ш	Актру	1000-3000	137	7,96	6,38
р.Катунь - с.Сростки					
I	Кызыл-Озек	0-3000	103	26,76	18,23
П	Онгулай	500-3000	148	27,60	27,09
Ш	Усть-Кокса	1000-4500	180	45,64	54,68

Таблица 6.11

Характеристика снегонакопления в расчетных районах
по высотным зонам

Расчетный район	Высотная зона, м	Снегозапас S_{II} , мм	Плотность ρ_{II} , %	Весовой коэффициент снежности P_{II} , %
р.Бия - г.Бийск				
I Турочак	0- 500	156	24,80	22,71
	500-1000	206	20,86	25,20
	1000-1500	187	9,10	9,95
	1500-2000	215	8,49	10,71
	2000-2500	247	6,08	8,80
	2500-3000	210	0,96	1,18
II Усть-Улаган	500-1000	75	0,50	0,22
	1000-1500	86	3,55	1,78
	1500-2000	113	6,54	4,31
	2000-2500	134	7,71	6,06
	2500-3000	134	3,45	2,70
III Актру	1000-1500	75	0,07	0,03
	1500-2000	121	1,96	1,39
	2000-2500	138	3,62	2,93
	2500-3000	150	2,31	2,03
р.Катунь - с.Сростки				
I Кызил-Озек	0- 500	122	7,58	6,12
	500-1000	84	8,66	4,96
	1000-1500	71	5,54	2,61
	1500-2000	129	4,10	3,52
	2000-2500	226	0,67	1,01
	2500-3000	80	0,02	0,01
II Онгулай	500-1000	39	3,54	0,92
	1000-1500	125	8,05	6,67
	1500-2000	193	11,32	14,51
	2000-2500	161	4,57	4,88
	2500-3000	150	0,11	0,11
III Усть-Кокса	1000-1500	156	2,56	2,65
	1500-2000	120	11,77	9,37
	2000-2500	162	14,39	15,51
	2500-3000	211	13,72	19,24
	3000-3500	354	2,38	5,59
	3500 и выше	420	0,83	2,32

Таблица 6.12

Исходные константы для расчета ежегодных показателей
снегонакопления в бассейнах рр. Бии и Катунь

р.Бия - г.Бийск				р.Катунь - с.Сростки			
Рай- он, ста- нция	Высотная зона, м	Константы		Рай- он, ста- нция	Высотная зона, м	Константы	
		$P_{11}, \%$	$S_{11} \cdot \Delta X_{11},$ мм			$P_{11}, \%$	$S_{11} \cdot \Delta X_{11},$ мм
И _б , Турочак	0- 500	22,71	185	И _к , Кызыл-Озек	0- 500	6,12	117
	500-1000	25,20	193		500-1000	4,96	130
	1000-1500	9,95	221		1000-1500	2,61	151
	1500-2000	10,71	239		1500-2000	3,52	166
	2000-2500	8,80	265		2000-2500	1,02	186
П _б , Усть-Улаган	2500-3000	1,18	280	П _к , Онгудай	500-1000	0,92	29
	1000-1500	2,03	52		1000-1500	6,67	34
	1500-2000	4,31	57		1500-2000	14,51	43
	2000-2500	6,06	62		2000-2500	4,88	51
	2500-3000	2,70	66		2500-3000	0,11	59
Ш _б , Актру	1500-2000	1,39	142	Ш _к , Усть-Кокса	1000-1500	2,65	63
	2000-2500	2,93	148		1500-2000	9,37	75
	2500-3000	2,03	161		2000-2500	15,51	89
					2500-3000	19,24	97
					3000 и выше	7,91	107

Таблица 6.13

Ежегодные показатели снегонакопления для бассейнов р.Би
до г.Бийска M_6 и р.Катуни до с.Сростки M_K

Год	$M_6, \%$	$M_K, \%$	Год	$M_6, \%$	$M_K, \%$
1952	118	121	1967	75	68
1953	132	97	1968	31	83
1954	90	84	1969	187	143
1955	77	55	1970	76	101
1956	73	91	1971	98	119
1957	76	77	1972	88	107
1958	138	125	1973	134	126
1959	70	79	1974	80	67
1960	131	121	1975	83	95
1961	109	132	1976	86	98
1962	81	74	1977	131	153
1963	83	105	1978	85	106
1964	90	74	1979	93	111
1965	126	67	1980	76	80
1966	192	142	1981	90	98

Таблица 6.14

Уравнения для прогноза стока весеннего половодья
р.Би у г.Бийска и р.Катуни у с.Сростки

№ п/п	Уравнения	Коэффициент корреляции	S m^3/c
р.Бия - г.Бийск			
1	$y_6 = 16,43 M_6 + 1444$	0,79	489,2
2	$y_6 = 16,58 M_6 + 4,01 m_2 + 1123$	0,81	469,4
3	$y_6 = 19,47 M_6 + 21,0 X_6 + 461$	0,87	397,9
4	$y_6 = 19,30 M_6 + 19,2 X_6 + 2,41 m_2 + 312$	0,88	389,0
р.Катунь - с.Сростки			
1	$y_K = 22,76 M_K + 1322$	0,81	433,0
2	$y_K = 21,17 M_K + 22,03 m_1 + 1078$	0,84	411,1
3	$y_K = 21,65 M_K + 21,33 m_1 + 7,99 X_K + 826$	0,84	413,4

Примечание. Обозначения см. в табл. 6.1 и 6.2.

Параметры уравнений (табл. 6.14) рассчитаны с помощью программы линейной шаговой регрессии на ЕС ЭВМ. Видно, что полученные уравнения мало чем отличаются от приведенных в табл. 6.1 и 6.2. Сравнение коэффициентов корреляции однотипных уравнений не выявило каких-либо систематических различий между ними. Таким образом, относительные величины снегонакопления воспроизводятся достаточно правильно как на карте, построенной фитоиндикационным методом, так и на карте [110] .

При прогнозировании по бассейну р.Катуни следует пользоваться уравнениями, приведенными в табл. 6.1, т. к. они включают показатели снегонакопления, рассчитанные по большему числу станций и поэтому в большей степени застрахованы от случайных ошибок. Для р.Бии наиболее надежные прогнозы получены по уравнениям, приведенным в табл. 6.2.

Г Л А В А 7

УРАВНЕНИЯ ДЛЯ ПРОГНОЗА ЭЛЕМЕНТОВ ПОЛОВОДЬЯ ВЕРХНЕЙ ОБИ НА ОСНОВЕ УТОЧНЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ СНЕГОНАКОПЛЕНИЯ ПО МЕТОДУ ГРП

7.1. Уточнение годовых осадков по методу ГРП

Задача корректного определения годовой нормы атмосферных осадков наиболее актуальна в горных районах, где сеть метеопунктов весьма редкая. По данным Ц.А.Швер [155], на Алтае площадь, приходящаяся на один метеопункт, в среднем составляет 2,03 тыс. км². В Горном Алтае эта величина не меньше 7,7 тыс. км². Более того, наблюдениями здесь охвачены преимущественно сухие межгорные котловины и долины рек, в то время как о склонах водосборов и водоразделах практически совсем нет данных.

Учет косвенных показателей высокого увлажнения горных склонов (речной сток, высота снеговой линии и т.д.) позволил В.И.Русанову [118] построить детальную карту изогийет для Центрального Алтая. А.М.Комлев и Ю.В.Тикова [65] получили зависимости нормы осадков от высоты местности и по ним составили схематическую карту годовых осадков для бассейна р. Катунь без использования косвенных характеристик увлажнения. Однако авторами использовались неоткорректированные нормы осадков, заниженные по сравнению с опубликованными в "Справочнике по климату СССР" [126] на величину от 2,4% (с. Онгудай) до 38% (с. Кара-Тюрек).

Основой для уточнения годовых осадков в малоизученных и труднодоступных районах должно служить уравнение водного баланса, выражающее фундаментальный закон сохранения материи. Для среднего года уравнение водного баланса речного бассейна записывается в виде

$$KX = Y + Z \quad , \quad (7.1)$$

где KX — атмосферные осадки, выпавшие на поверхность речного бассейна;

K — суммарный коэффициент, учитывающий все виды поправок к измеренным осадкам;

Z — суммарное испарение с поверхности водосбора;

Y — суммарный сток.

Из этого уравнения следует, что испарение или сток могут служить индикаторами или косвенными характеристиками увлажнения.

Оценка испарения для речного бассейна – задача сложная. Данные непосредственных измерений весьма малочисленны, отрывочны и не-представительны для всего многообразия ландшафтов. Поскольку суммарное испарение является элементом как водного, так и теплового баланса участка суши, то оно выступает в роли связующего звена между процессами обмена теплом и влагой земной поверхности с атмосферой. Широко известен подход к раскрытию уравнения водного баланса участка суши с помощью эмпирических формул и графиков по климатическим данным. Наиболее обстоятельно этот подход был развит в методе гидролого-климатических расчетов (ГКР) В.С.Мезенцева [83]. В соответствии с методом ГКР величина суммарного испарения определяется соотношением ресурсов влаги и тепла с учетом физико-географических условий по зависимости

$$Z = Z_{mн} \left[1 + \left(\frac{KX}{Z_{mн}} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (7.2)$$

где $Z_{mн}$ – теплоэнергетические ресурсы процесса суммарного испарения;

n – параметр (см. разд. 1.5).

Теперь уравнение водного баланса (7.1) можно записать

$$KX = \psi + Z_{mн} \left[1 + \left(\frac{KX}{Z_{mн}} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \quad (7.3)$$

Из уравнения (7.3) нельзя в явном виде выразить KX , однако оно легко решается методом итераций при заданных значениях ψ , $Z_{mн}$ и n .

Расчеты годовых осадков были выполнены для 55 водосборов рек Горного Алтая. Величины норм стока были заимствованы из "Ресурсов поверхностных вод". Значения параметра n определялись по зависимости (1.8) или по графику (рис. 1.3) по средней высоте водосбора. Теплоэнергетические ресурсы процесса суммарного испарения

$Z_{mн}$ рассчитывались по формуле (1.4) с учетом зависимостей (1.3) и (1.5).

Поправка на таяние ΔZ_m , определенная по данным метеопунктов по формуле (1.5), оказалась в пределах 40–70 мм и была принята постоянной для всех водосборов – 60 мм.

Выполненные расчеты годовых осадков показали, что склоны водосборов увлажнены в значительно большей степени, чем можно судить по данным метеопунктов (табл. 7.1).

Таблица 7.1

Водный баланс речных водосборов Горного Алтая

Река-створ	$H_{ср}, м$	n	$y, мм$	$Z_{мм}$	k_k	β_{k_k}	$Z_{мм}$	η
I	2	3	4	5	6	7	8	9
Бия-Артыбаш	1910	3	353	454	781	1,72	428	0,45
Бия-Кебезень	1050	3	378	563	902	1,60	524	0,42
Бия-Бийск	1370	3	403	535	906	1,69	513	0,44
Чеченск-Яйлю	855	3,05	769	612	1365	2,23	596	0,56
Пыжа-Балуева	1150	2,5	605	568	1137	2,00	532	0,53
Саракопша-Клы	1200	2,5	614	560	1140	2,04	526	0,54
Сейка-Вес. Сейка	700	3	413	635	1002	1,58	589	0,41
Уймень-Окторок	1550	2,8	677	508	1168	2,30	491	0,58
Лебедь-Усть-Лебедь	660	3,2	674	641	1295	2,02	621	0,52
Неня-Ненинка	300	3,1	271	695	883	1,27	612	0,31
Солтонка-Солтон	330	2,65	226	690	791	1,15	565	0,29
Чулымкан-Балыкча	2030	2,5	289	436	678	1,55	369	0,43
Башкауз-Усть-Улаган	2200	2,35	194	410	536	1,31	342	0,36
Чири-Кыг. залив	1610	3,3	528	498	1012	2,03	484	0,52
Байгол-Курмац-Бай-гол	750	3,3	636	628	1245	1,98	609	0,51
Клык-Бийка	890	3,1	774	607	1366	2,25	592	0,57
Кожши-Кожши	1550	3,1	1024	508	1527	3,01	503	0,67
Катунь-Белуха	2700	2,3	1588	335	1920	5,73	332	0,83
Катунь-Тунгур	2000	2,4	646	440	1066	2,42	420	0,61
Катунь-М.Яломан	2280	2	397	398	748	1,88	351	0,53
Катунь-Анос	2000	2	378	440	759	1,72	381	0,50
Катунь-Сростки	1770	2	334	475	732	1,54	398	0,46
Кокса-Усть-Кокса	1600	2,8	460	500	932	1,86	472	0,49
Абай-Абай	1500	3	148	515	579	1,13	431	0,26
Б.Терехта-Терехта	1980	2,3	652	443	1072	2,42	420	0,61
В.Катанда-Катанда	1800	2,3	526	470	961	2,05	435	0,55
Кучерла-Кучерла	2300	2,2	713	395	1090	2,76	377	0,65
Аккем-Аккем	2900	2	876	305	1171	3,84	295	0,75
Акалах-Ертек	2600	2	435	350	752	2,15	317	0,58

Продолжение табл. 7.1

I	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Аргут-Аргут	2500	2	460	365	791	2,17	331	0,58	
Чуя-Чеган-Узун	2400	2	93,9	380	351	0,92	257	0,27	
Чуя-Бел.Бом	2340	2	120	389	399	1,03	279	0,30	
Барбургазы - в/п б/н	2600	2	130	350	390	1,12	260	0,33	
Кызыл-Шин-Кокорю	2500	2	154	365	433	1,19	279	0,36	
Чеган-Бургазы - в/п б/н	2800	2	31,8	320	205	0,64	173	0,16	
Кокузек - в/п б/н	2600	2	151	350	420	1,20	269	0,36	
Чеган-Кызыл-Маны	2800	2,3	435	320	737	2,30	302	0,59	
Актру-Актру	3100	1,8	992	275	1258	4,57	266	0,79	
Чибитка-Н.Акташ	2200	2	293	410	638	1,56	345	0,46	
Белая - в 2 км от устья	2400	2	592	380	945	2,49	353	0,63	
Белая- в 0,5 км от устья	2500	2	307	365	622	1,70	315	0,49	
Ярлы-Амры-Ср.Акташ	2600	2	479	350	800	2,28	321	0,60	
Мурън - в 4,7 км от устья	1900	2,2	1260	455	1704	3,75	444	0,74	
Урсул-Онгулдай	1600	2,85	186	500	614	1,23	428	0,30	
Едиган-Эдиган	1320	2,6	258	542	726	1,34	468	0,36	
Сема-Топуча	1550	3	312	508	780	1,54	468	0,40	
Сема-Шебалино	1450	2,9	230	523	691	1,32	461	0,33	
Сема-Камлак	1150	2,2	182	568	611	1,08	429	0,30	
Сарлык-устье	1680	2	337	488	745	1,53	408	0,45	
Шебелик-Шебалино	1350	2	247	538	666	1,24	419	0,37	
Майма-Майма	670	2,9	372	640	955	1,49	583	0,39	
Ила-Нарлык	520	3	435	662	1049	1,59	614	0,41	
Ила-Усть-Ила	440	3,2	372	674	995	1,48	623	0,37	
Чалша-Красногорское	390	3,2	337	682	960	1,41	623	0,35	

На основе полученных результатов было выполнено районирование исследуемой территории и построены региональные зависимости годовых осадков от высоты местности (рис. 7.1). Данные метеопунктов использовались для их уточнения в нижней части. В бассейне р. Чулышмана, в отличие от остальных водосборов, наблюдается уменьшение осадков с ростом высоты, причем получены две зависи-

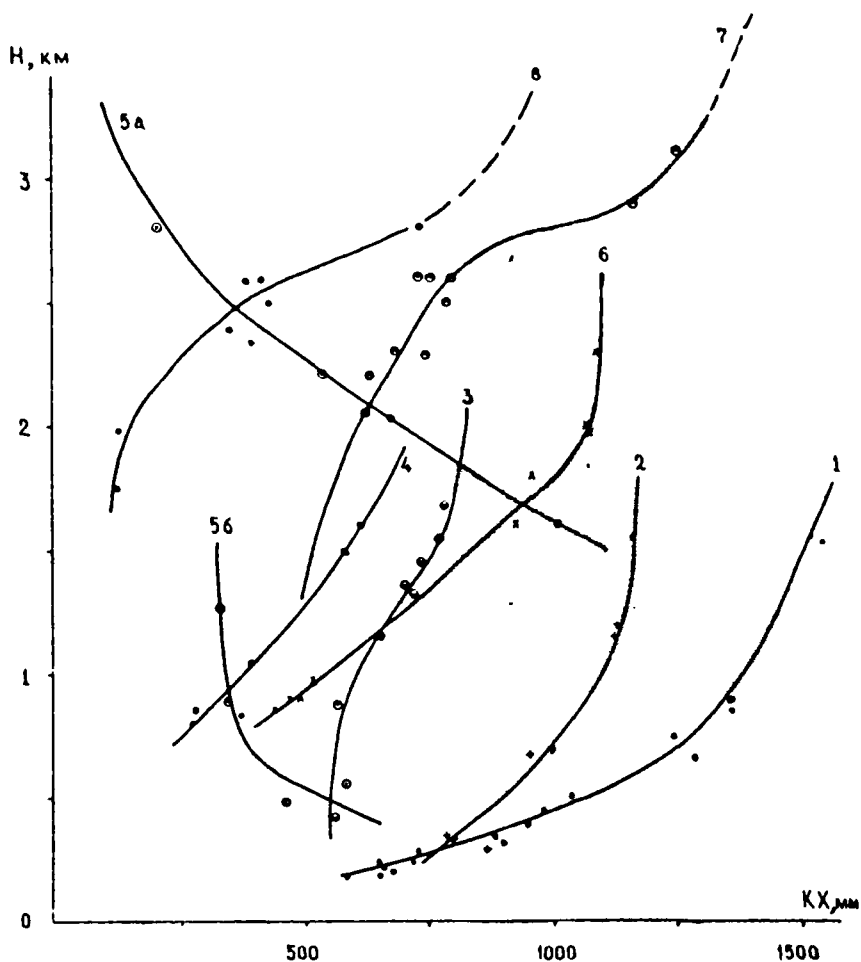


Рис. 7.1. Зависимость годовых сумм осадков от высоты для расчетных районов

мости: а) по расчетным данным для средней высоты водосбора и б) по данным метеостанций, характеризующим увлажнение речных долин. Исходные данные, использованные для выявления связей осадков с высотой, приведены в табл. 7.2, а схема расчетных районов - на рис. 7.2.

Таблица 7.2

Расчетные районы в Горном Алтае

Район	Река-створ	Н, м	Кх, мм	Метеопункт	Н, м	Кх, мм
1	2	3	4	5	6	7
1	Неня-Ненинка	300	883	Ненинка	252	655
	Иша-Нарлык	520	1049	Сростки	200	630
	Иша-Усть-Иша	440	995	Турочак	320	908
	Чапша-Красногорское	390	960	Яяло	441	963
	Чеченск-Ийлек	855	1365	Усть-Иша	250	718
	Лебедь-Усть-Лебедь	660	1295	Нарлык	290	730
	Клык-Бийка	890	1366	Соусканиха	200	655
	Байгол-Курмач-Байгол	750	1245	Енисейское	195	590
2	Кокши-Кокши	1550	1527			
	Майма-Майма	670	955	Паспаул	340	790
	Пыка-Балуева	1150	1157	Кызыл-Озек	331	795
	Саракопша-Клы	1200	1140			
	Сейка-Васелая Сейка	700	1002			
3	Уймень-Окторюк	1550	1168			
	Едиган-Едиган	1320	726	Чемал	410	561
	Сема-Топучак	1550	760	Шебалино	870	568
	Сема-Шебалино	1450	691			
	Сема-Камлак	1150	611			
	Сарлык-устье Шебелик-Шебалино	1680	745			
4		1350	666			
	Урсул-Онгудай	1600	614	Онгудай	832	379
	Абай-Абай	1500	579	Усть-Кан	1037	391

Продолжение табл. 7.2

1	2	3	4	5	6	7
				Иня	800	281
				Малый Яломан	860	285
5	а)			б)		
	Чулым-Едлыкча	2030	678	Беля	553	584
	Башкауз-Усть-Улаган	2200	536	Усть-Улаган	1260	337
	Чири-Кигинский залив	1610	1012	Чодро	880	348
	Чадан-Бургазы - в/п б/н	2800	205	Балыкча	472	463
6	Кокса-Усть-Хокса	1600	932	Усть-Хокса	978	517
	В.Катанда-Катинда	1800	961	Катанда	900	472
	Бол.Терехта	1960	1072	Ниж. Уймон	917	492
	Кучерла-Кучерла	2300	1090	Тонгур	860	438
	Катунь-Тонгур	2000	1060			
7	Аккөм-Аккөм	2900	1171	Аккөм	2050	628
	Актру-Актру	3100	1258	Кара-Төрөк	2600	736
	Чибитка-Ниж. Акташ	2200	638			
	Чибитка-Н. Акташ, р. Белая	2300	685			
	Ярлы-Амды-Ср. Акташ	2600	800			
	Ак-Алаха-Бертек	2600	752			
	Аргут-Аргут	2500	791			
	Катунь-Мал. Яломан	2280	748			
8	Чуя-Чадан-Узун	2400	351	Кож-Агач	1758	127
	Чуя-Белый Бом	2340	395	Кызыл-Маны	2000	132
	Барбургазы - в/п б/н	2600	390			
	Кызыл-Шин-Кокорю	2500	433			
	Кокузек - в/п б/н	2600	420			
	Чадан-Кызыл-Маны	2600	737			

Примечание. В таблице приняты сокращения в/п б/н - водомерный пост без названия.

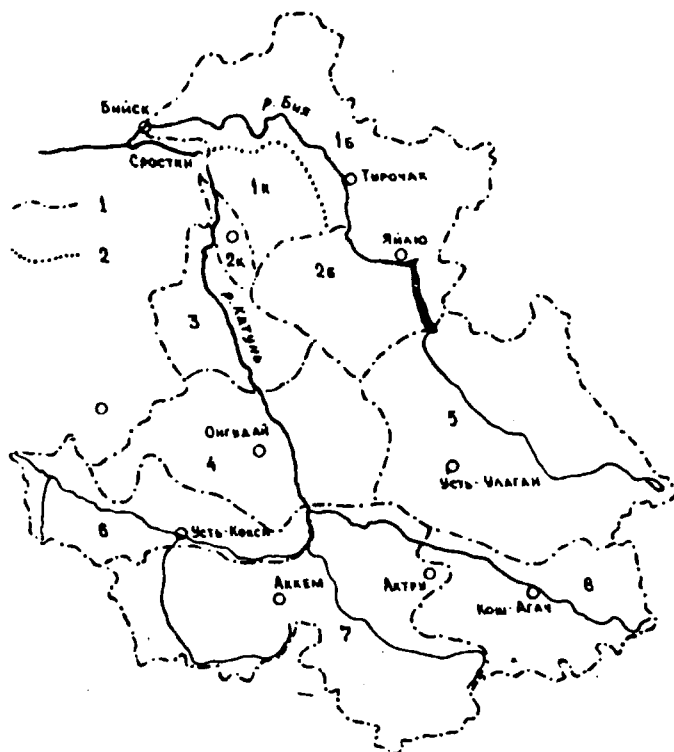


Рис. 7.2. Схема расчетных районов:
1 - границы районов;
2 - границы подрайонов

Величины Z_{m_k} , вычисленные по зависимости (I.1) и распределенные внутри года по соотношению (I.2), хорошо контролируются измеренными значениями испарения с водной поверхности E_0 , достаточно точно характеризующими теплоэнергетические ресурсы климата. В табл. 7.3 представлены для сравнения месячные и сезонные суммы Z_{m_k} и E_0 для равнинных, предгорных и горных станций. Эти же данные вынесены на график (рис. 7.3).

Таблица 7.3

Внутригодовое распределение Z_{m_k} (в числителе) и E_0 (в знаменателе), мм

Станции	У	УІ	УІІ	УІІІ	ІХ	Х	УІ-ІХ	У-Х
I	2	3	4	5	6	7	8	9
Камень-на-Оби	$\frac{137}{134}$	$\frac{168}{164}$	$\frac{149}{162}$	$\frac{112}{124}$	$\frac{84}{85}$	$\frac{41}{25}$	$\frac{513}{535}$	$\frac{691}{694}$
Тогул	$\frac{124}{94}$	$\frac{146}{108}$	$\frac{131}{114}$	$\frac{110}{88}$	$\frac{84}{64}$	$\frac{52}{24}$	$\frac{471}{374}$	$\frac{647}{492}$
Барнаул	$\frac{132}{105}$	$\frac{160}{138}$	$\frac{148}{147}$	$\frac{117}{118}$	$\frac{84}{75}$	$\frac{46}{26}$	$\frac{509}{478}$	$\frac{687}{609}$
Славгород	$\frac{135}{138}$	$\frac{174}{176}$	$\frac{170}{167}$	$\frac{134}{121}$	$\frac{90}{96}$	$\frac{39}{31}$	$\frac{568}{560}$	$\frac{742}{729}$
Завьялово	$\frac{136}{123}$	$\frac{164}{160}$	$\frac{155}{175}$	$\frac{121}{130}$	$\frac{84}{91}$	$\frac{41}{35}$	$\frac{524}{556}$	$\frac{701}{714}$
Бийск, Зональная	$\frac{129}{76}$	$\frac{155}{110}$	$\frac{140}{118}$	$\frac{114}{92}$	$\frac{82}{58}$	$\frac{46}{20}$	$\frac{491}{378}$	$\frac{666}{474}$
Усть-Чарышская Пристань	$\frac{137}{87}$	$\frac{152}{132}$	$\frac{132}{144}$	$\frac{114}{110}$	$\frac{97}{78}$	$\frac{51}{27}$	$\frac{495}{464}$	$\frac{681}{578}$
Яйлю	$\frac{88}{51}$	$\frac{96}{73}$	$\frac{96}{80}$	$\frac{90}{70}$	$\frac{73}{51}$	$\frac{57}{23}$	$\frac{355}{274}$	$\frac{500}{348}$
Рубцовск	$\frac{126}{118}$	$\frac{161}{177}$	$\frac{162}{184}$	$\frac{137}{137}$	$\frac{98}{93}$	$\frac{48}{38}$	$\frac{558}{591}$	$\frac{732}{747}$

Продолжение табл. 7.3

	I	2	3	4	5	6	7	8	9
Онгудай	<u>114</u> 84	<u>131</u> 93	<u>109</u> 93	<u>93</u> 73	<u>76</u> 53	<u>46</u> -	<u>409</u> 312	<u>569</u> (396)	
Каш-Агач	<u>84</u> 64	<u>122</u> 156	<u>125</u> 176	<u>106</u> 165	<u>74</u> 104	<u>34</u> -	<u>427</u> 601	<u>545</u> (663)	
Аккем	<u>68</u> -	<u>77</u> 75	<u>67</u> 82	<u>61</u> 78	<u>61</u> 32	<u>37</u> -	<u>266</u> 267	<u>371</u> -	

О степени достоверности рассчитанных сумм годовых осадков можно судить по коэффициенту годового стока $\eta = y/kx$ (см. табл. 7.1). Он изменяется от 0,25-0,35 для предгорных и низкогорных до 0,4-0,5 для среднегорных и 0,6-0,85 для высокогорных бассейнов. В верховьях рр. Чуя, Башкаус и Чулышман коэффициент годового стока составляет 0,16-0,36.

Следует отметить, что для ледниковых районов рассчитанные нормы осадков будут несколько завышены, поскольку большая их часть выпадает в твердом виде и значительная доля теплоресурсов будет затрачена не на испарение, а на таяние снега и льда.

Максимальное количество осадков отмечается в северо-восточном районе, а также в районе Катунского и Чуйских хребтов. Особенностью пространственного распределения осадков является то, что по долинам многих крупных рек (Чуя, Чулышман и др.) прослеживается уменьшение осадков с высотой местности вследствие роста затененности от влагоносных ветров. Наименьшие суммы осадков получены для бассейна р. Чуи (230-450 мм). Однако и здесь районы, максимально приближенные к горным хребтам (например, р. Актру - ГМС Актру), могут быть крайне переувлажнены: коэффициент увлажнения $\beta_{кх} = kx / \sum m_n$ повсеместно больше единицы. Суммарное испарение, найденное по разности осадков и стока, составляет в бассейне р. Бия 350-620 мм, в бассейне р. Катунь - 300-600 мм и снижается до 170-350 мм в бассейне р. Чуя. Максимальные величины суммарного испарения (600-620 мм) получены для хорошо увлажненных предгорных водосборов со средней высотой 400-600 м, расположенных в низовьях рр. Бия и Катунь. В условиях избытка влаги на суммарное испарение расходуется более 80% теплоэнергетических ресурсов. Самые

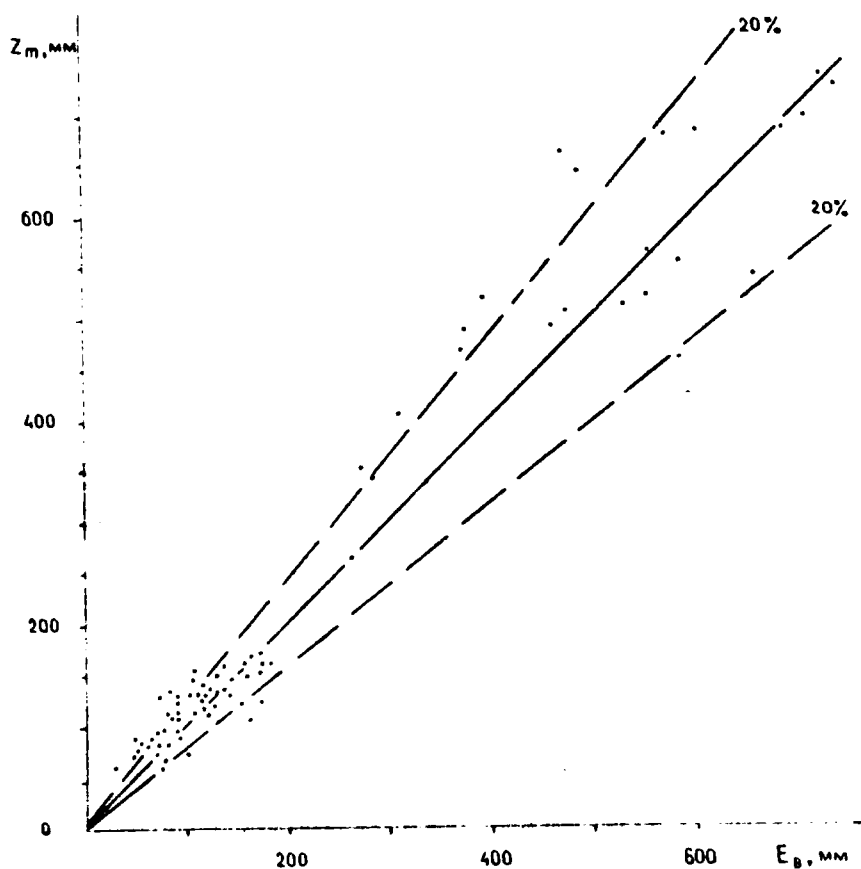


Рис. 7.3. График сравнения максимально возможного испарения Z_m с испарением с водной поверхности E_w .

низкие нормы испарения (120-300 мм), как и следовало ожидать, получены для относительно сухих речных котловин ($\beta_{\text{кк}} < 1,0$), а также для высокогорных водосборов, характеризующихся малыми тепло-ресурсами.

7.2. Оценка нормы снегозапасов и коэффициентов снегонакопления

Как уже отмечалось ранее, оценка нормы максимальных снегозапасов или суммы твердых осадков в мало изученных горных районах - задача очень трудная. Количество твердых осадков определяется длительностью периода их выпадения, активностью синоптических процессов, а также влиянием орографических факторов. При решении поставленной задачи мы исходили из того, что с ростом высоты местности увеличивается продолжительность холодного периода, а следовательно, растет и доля твердых осадков в годовой сумме.

В данном исследовании использовались измеренные в метеопунктах осадки, выпавшие за период между датами перехода температуры воздуха через 0°C осенью и весной.

Даты перехода температуры воздуха через 0°C определялись по графикам связи их с высотой местности (графики строились по данным 19 гидрометеорологических станций Горно-Алтайской автономной области за период с 1951 по 1981 г.). Количество твердых осадков определялось по датам перехода температуры воздуха через 0°C осенью и весной и по осадкам, выпавшим на опорной станции за этот период.

Годовое количество осадков подсчитывалось за период от даты перехода температуры воздуха через 0° осенью до такой же даты в следующем году, т.е. год начинался сезоном снегонакопления и заканчивался периодом полного стаявания сезонного снежного покрова. В суммы осадков была введена поправка на ветровой недоучет.

Зависимость годовой доли твердых осадков от высоты (%) представлена на рис. 7.4. На высоте около 4200 м все атмосферные осадки выпадают в твердом виде. Средняя абсолютная ошибка определения доли твердых осадков по графику составляет 4,3%. Распределение ошибок соответствует нормальному закону.

В отличие от существующих способов расчета средней многолетней доли твердых осадков нами в явной форме не использована температура воздуха, но хорошая корреляция твердых осадков с высотой местности указывает на возможность использования среднегодовых температур воздуха для таких целей.

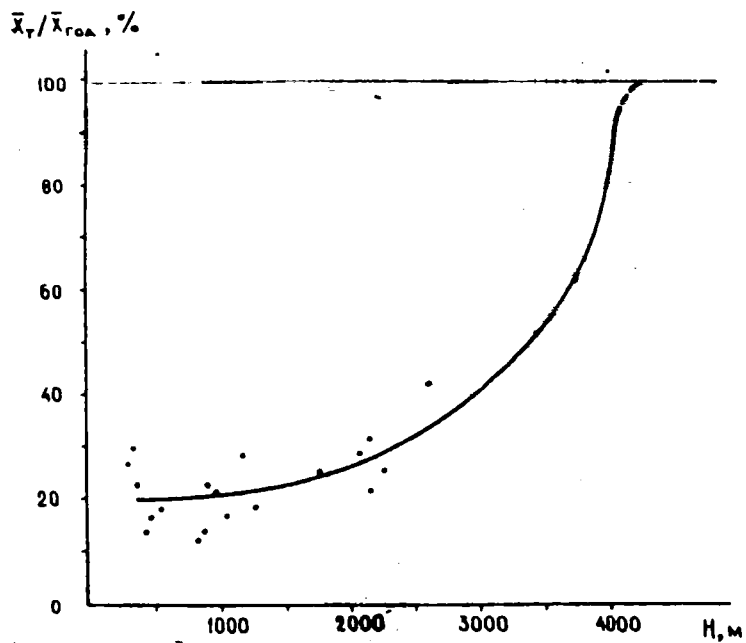


Рис. 7.4. Зависимость годовой доли твердых осадков $\bar{X}_T / \bar{X}_{ГОД}$ от высоты местности

Таким образом, с помощью графиков (рис. 7.1 и 7.4) можно определить абсолютные значения норм твердых осадков во всех высотных зонах. Части расчетных районов 1 и 2 (рис. 7.2), относящиеся к бассейнам рр. Бия и Катунь, помечены индексами: "Б" - бассейн р. Бия, "К" - бассейн р. Катунь.

Расчеты показателей снегонакопления производились по формуле (5.3). Последовательность их выполнения подробно изложена в гл. 5.

Расчет количества твердых осадков представлен в табл. 7.4.

Таблица 7.4.

Расчет количества твердых осадков по высотным зонам

Район, опорная станция	Высотная зона	Нср, м	КХ, мм	Х _{ТВ}	
				✓	мм
1	2	3	4	5	6

р. Бия - г. Бийск

ИБ	160- 500	350	860	21,0	181
Турочак	500-1000	750	1300	20,0	260
	1000-1500	1250	1460	21,0	307
	1500-2000	1750	1560	24,0	374

2Б	400- 500	450	860	20,5	176
Яйло	500-1000	750	1020	20,0	204
	1000-1500	1250	1150	21,0	242
	1500-2000	1750	1180	24,0	263
	2000-2500	2250	1180	29,0	342
	2500-2600	2550	1180	33,5	395

5	400- 500	450	600	20,5	123
Усть-Улаган	500-1000	750	380	20,0	70
	1000-1500	1250	330	21,0	69
	1500-2000	1750	890	24,0	214

Продолжение табл. 7.4

1	2	3	4	5	6
	2000-2500	2250	510	29,0	148
	2500-3000	2750	230	37,0	85
	3000-3500	3250	110	48,0	53
р.Катунь - с.Сростки					
IK	200- 500	350	860	21,0	181
Турочак	500-1000	750	1300	20,0	260
	1000-1500	1250	1460	21,0	307
2K	200-500	350	620	21,0	130
Кызыл-Озек	500-1000	750	1020	20,0	204
	1000-1500	1250	1150	21,0	242
3	250- 500	375	560	21,0	118
Кызыл-Озек	500-1000	750	570	20,0	114
	1000-1500	1250	680	21,0	143
	1500-2000	1750	310	24,0	194
	2000-2500	2250	840	29,0	244
4	500-1000	750	270	20,0	54
Онгудай	1000-1500	1250	490	21,0	103
	1500-2000	1750	660	24,0	158
	2000-2500	2250	770	29,0	223
	2500-3000	2750	800	37,0	296
6	700-1000	850	430	20,5	88
Усть-Коксал	1000-1500	1250	695	21,0	146
	1500-2000	1750	975	24,0	234
	2000-2500	2250	1100	29,0	319
	2500-3000	2750	1110	37,0	411
7	600-1000	900	470	20,5	96
Катанда	1000-1500	1250	490	21,0	103
Актру	1500-2000	1750	550	24,0	132
	2000-2500	2250	680	29,0	197
	2500-3000	2750	920	37,0	340

Продолжение табл. 7.4

	1	2	3	4	5	6
	3000-3500	3250	1325	48,0	636	
	3500-4000	3750	1400	65,0	910	
	4000-4500	4250	1420	100,0	1420	
8	1700-2000	1650	130	25,0	33	
Усть-Улаган	2000-2500	2250	250	29,0	73	
	2500-3000	2750	650	37,0	241	
	3000-3500	3250	930	48,0	446	
	3500-4000	3750	1000	65,0	650	

Относительные размеры площадей высотных зон, входящие в формулу (5.3), определены для расчетных районов, по которым даны высотные зависимости годовых сумм осадков (рис. 7.1). Таким образом, в основу оценки показателей снегонакопления положено районирование, основанное на зависимости осадков от высоты. Общая характеристика накопления твердых осадков в расчетных районах дана в табл. 7.5, по высотным зонам расчетных районов - в табл. 7.6, а для бассейнов - в табл. 7.7.

Таблица 7.5

Характеристика снегонакопления в расчетных районах

Район и опорная станция	Диапазон высот, м	$\Sigma X_{гв}, мм$	$F_i, \%$	$P_i, \%$
1	2	3	4	5
р.Бий - г.Бийск				
1Б Турочак	160-2000	214	34,18	39,27
2Б Ябло	400-2600	246	16,73	22,08
5 Усть-Улаган	400-3500	147	49,09	38,65
р.Катунь - с.Сростки				
1К Турочак	200-1500	202	6,88	7,36
2К Кызыл-Озек	200-1500	178	1,86	1,75
3 Кызыл-Озек	250-2500	138	10,18	7,44
4 Онгулай	500-3000	139	20,20	14,00

Продолжение табл. 7.5

I	2	3	4	5
6 Усть-Кокса	700-3000	203	12,41	13,30
7 Катанда, Актру	800-4500	235	32,98	41,02
8 Усть-Улаган	1700-4000	175	15,43	14,25

Таблица 7.6

Характеристика накопления твердых осадков по высотным зонам расчетных районов

Район и опорная станция	Высотная зона, м	$\sum \chi_{тв.}$ мм	$f_{тв.}$ %	$P_{тв.}$ %
I	2	3	4	5

р. Бия - г. Бийск

1Б	160- 500	181	20,87	20,25
Турочак	500-1000	260	11,71	16,33
	1000-1500	307	1,45	2,39
	1500-2000	374	0,15	0,30
2Б	400- 500	176	1,75	1,65
Яйлю	500-1000	204	4,95	5,42
	1000-1500	242	3,78	4,91
	1500-2000	283	4,44	6,74
	2000-2500	342	1,75	3,21
	2500-2600	396	0,07	0,16
5	400- 500	123	0,29	0,19
Усть-Улаган	500-1000	76	1,67	0,68
	1000-1500	69	4,95	1,63
	1500-2000	214	15,27	17,52
	2000-2500	148	18,75	14,81
	2500-3000	65	7,20	3,28
	3000-3500	53	0,95	0,27

Продолжение табл. 7.6.

I	1	2	3	4	5
р.Катунь - с.Сростки					
IK	200-500	181	5,07	4,85	
Турочак	500-1000	260	1,72	2,36	
	1000-1500	307	0,09	0,15	
2K	200-500	130	0,74	0,51	
Кызыл-Озек	500-1000	204	0,95	1,00	
	1000-1500	242	0,19	0,24	
3	250- 500	118	0,88	0,55	
Кызыл-Озек	500-1000	114	4,04	2,43	
	1000-1500	143	3,86	2,92	
	1500-2000	194	0,98	1,00	
	2000-2500	244	0,42	0,54	
4	500-1000	54	2,88	0,82	
Онгудай	1000-1500	103	5,16	2,80	
	1500-2000	156	9,20	7,68	
	2000-2500	223	2,97	3,50	
	2500-3000	296	0,05	0,08	
6	700-1000	86	1,49	0,69	
Усть-Чокча	1000-1500	146	3,61	2,94	
	1500-2000	234	5,30	6,55	
	2000-2500	319	1,67	2,81	
	2500-3000	411	0,14	0,31	
7	800-1000	96	0,28	0,14	
Катанда, Актур	1000-1500	103	3,67	2,00	
	1500-2000	132	6,63	6,16	
	2000-2500	197	10,58	11,01	
	2500-3000	340	7,34	13,18	
	3000-3500	636	1,77	5,96	
	3500-4000	910	0,40	2,21	
	4000-4500	1420	0,05	0,36	

Продолжение табл. 7.6

	1	2	3	4	5
8	1700-2000	33	4,14	0,72	
Усть-Улаган	2000-2500	73	5,30	2,04	
	2500-3000	241	2,56	3,26	
	3000-3500	446	3,29	7,75	
	3500-4000	650	0,14	0,48	

Таблица 7.7

Характеристика накопления твердых осадков по высотным зонам в бассейне Бии и Катунь

Высотная зона, м	р.Бий - г.Бийск F = 36900 км ² ; $\Sigma \bar{x}_T = 187$ мм			р.Катунь - с.Сростки F = 58400 км ² ; $\Sigma \bar{x}_T = 189$ мм		
	$\Sigma \bar{x}_{T1}, \text{мм}$	$f_1, \%$	$p_1, \%$	$\Sigma \bar{x}_{T1}, \text{мм}$	$f_1, \%$	$p_1, \%$
160-500	180	22,91	22,09	167	6,69	5,91
500-1000	228	18,33	22,43	125	11,34	7,44
1000-1500	167	10,18	9,13	125	16,78	11,05
1500-2000	231	19,86	24,56	147	28,45	22,11
2000-2500	165	20,50	18,09	180	20,94	19,91
2500-3000	68	7,27	3,43	316	10,09	16,83
3000-3500	53	0,96	0,27	512	5,06	13,70
3500-4000	-	-	-	850	0,60	2,69
4000-4500	-	-	-	1420	0,05	0,36

Средние многолетние суммы твердых осадков составляют в бассейне р.Бии 187 мм, а в бассейне р.Катунь - 189 мм. Эти величины представляются более обоснованными, чем полученные на основе эколого-ботанической карты (разд. 5.2).

Модульные коэффициенты снежности для высотных зон M_{11} рассчитывались по формуле (5.6) с учетом более раннего начала периода снегонакопления чем на опорной станции.

Для последующего уточнения прогноза по формуле (5.11) были рассчитаны модульные коэффициенты осадков, выпавших с 20 марта по 20 апреля (M_x).

Так как эти осадки на значительной площади выпадают или еще в твердом виде или на поверхность снега, то по формуле (5.3) были рассчитаны модульные коэффициенты снегозапасов на 20 марта в сумме не только с осенними осадками (ΔX_{11}), но и с осадками, выпадающими за период с 20 марта по 20 апреля. Расчеты показали, что введение дополнительной переменной — модульного коэффициента осадков (M_x), не обеспечивает заметного уточнения связи стока и максимальных уровней половодья со снегозапасами (см. табл. 7.8 — 7.10).

Была исследована возможность использования осадкомерных наблюдений вместо данных снегосъемок. По формуле (5.3) были рассчитаны модульные коэффициенты снегонакопления, но вместо снегозапасов на 20 марта представлялись суммы осадков от даты перехода температуры воздуха через 0°C осенью до даты максимальных снегозапасов в марте. Так как связь этих модульных коэффициентов с элементами половодья оказались несколько слабее, чем в первом случае, то такие зависимости мы не приводим.

7.3. Уравнения для прогноза элементов половодья и оценка их эффективности

Полученные на основе аппарата парной и множественной регрессии прогностические зависимости для створов р.Катунь — с.Сростки, р.Бия — г.Бийск и р.Обь — г.Барнаул представлены в табл. 7.8–7.10. В качестве характеристики осеннего увлажнения m для всех трех водосборов была использована сумма среднемесячных расходов воды р.Майма — с.Майма за сентябрь–ноябрь. Расчетный период был принят с 1951/52 по 1979/80 г. Связь стока р.Бия за апрель–июнь с осенним стоком р.Майма более тесная ($r = 0,33$), чем с осенним стоком р.Лебедь — с.Усть-Лебедь ($r = 0,22$). Кроме того, в настоящее время гидрометрический пост в с.Усть-Лебедь закрыт. Следует также отметить, что в 1965/66 и 1968/69 гг. при довольно низком осеннем увлажнении сток за половодье в створе г.Бийска был соответственно в 1,58 и 1,75 раза больше нормы. Это объясняется тем, что снегозапасы в эти сезоны в бассейне р.Бия почти в два раза превышали среднюю многолетнюю величину. Без учета этих двух лет коэффициент корреляции стока за апрель–июнь р.Бия — г.Бийск со стоком р.Майма — с.Майма за сентябрь–ноябрь увеличивается до 0,74. При этом коэффициент корреляции весеннего стока с коэффициентами, полученными

как среднее арифметическое снегозапасов в пунктах Турочак (лес) и Яяло (лес), уменьшается до 0,39, что, очевидно, вызвано исключением данных за аномально высокие по снежности годы.

Таблица 7.6

Уравнения для прогноза элементов половодья р.Катунь -
с.Сростки *

№ п/п	Вид уравнения	r	s/6
I	$Y_{K_1} = 15,93 M_K + 33,6 m + 1388$	0,80	0,62
2	$Y_{K_2} = 1,103 Y_{K_1} + 3,79 M_{K_K} - 749$	0,83	0,59
3	$Y_{K_3} = 22,96 M'_K + 36,4 m + 644$	0,82	0,59
4	$Q_{m_4}^K = 14,36 M_K + 56,21 + 606$	0,66	0,78
5	$Q_{m_5}^K = 1,066 Q_{m_4}^K + 3,98 M_{K_K} - 603$	0,69	0,76
6	$Q_{m_6}^K = 1,24 Y_{K_1} + 5,55 M_{K_K} - 1951$	0,68	0,78
7	$Q_{m_7}^K = 22,13 M'_K + 58,71 m - 216$	0,69	0,75
8	$H_{m_8}^K = 0,923 M_K + 1,62 m + 293$	0,61	0,82
9	$H_{m_9}^K = 1,18 H_{m_8}^K + 0,344 M_{K_K} - 108$	0,68	0,78
10	$H_{m_{10}}^K = 0,064 Y_{K_1} + 0,322 M_{K_K} + 152$	0,67	0,79
II	$H_{m_{11}}^K = 1,49 M'_K + 1,78 m + 233$	0,69	0,75

* Примечание. Сбозначение см. в табл. 7.10.

Таблица 7.9

Уравнения для прогноза элементов половодья р.Бия - г.Бийск*

№ п/п	Вид уравнения	r	s/6
I	$Y_{6,1} = 15,0 M_6 + 25,26 m + 1114$	0,81	0,61
2	$Y_{6,2} = 1,04 Y_{6,1} + 3,35 M_{x_6} - 458$	0,84	0,57
3	$Y_{6,3} = 20,55 M'_6 + 20,26 m + 651$	0,83	0,58
4	$Y_{6,4} = 9,13 \left(-\frac{S}{2} + \frac{S_2}{2} \right) + 28,6 m + 1180$	0,82	0,61
5	$Y_{6,5} = 1,051 Y_{6,4} + 3,74 M_{x_6} - 531$	0,86	0,54
6	$Q_{m_6}^6 = 14,11 M_6 + 1236$	0,65	0,77
7	$Q_{m_7}^6 = 15,41 M_6 + 3,61 M_{x_6} + 745$	0,68	0,76
8	$Q_{m_8}^6 = 19,49 M'_6 + 698$	0,68	0,75
9	$H_{m_9}^6 = 0,95 M_6 + 1,2 m + 326$	0,63	0,81
10	$H_{m_{10}}^6 = 1,033 H_{m_9}^6 + 0,145 M_{x_6} - 29$	0,64	0,81
II	$H_{m_{11}}^6 = 0,062 Y_{6,1} + 0,115 M_{x_6} + 241$	0,63	0,82
12	$H_{m_{12}}^6 = 1,28 M'_6 + 0,89 m + 299$	0,64	0,80

* Примечание. Обозначения см. в табл. 7.10.

Таблица 7.10

Уравнения для прогноза элементов половодья р.Обь -
г.Барнаул

№ п/п	Вид уравнения	r	S/6
I	$Y_1 = 45,1 M_0 + 112,6 m + 2880$	0,79	0,64
2	$Y_2 = 1,543 Y_{кб} - 840$	0,78	0,64
3	$Y_3 = 1,045 Y_1 + 8,15 M_{x_0} - 1250$	0,80	0,63
4	$Y_4 = 1,643 Y_{кб} + 9,92 M_{x_0} - 2500$	0,81	0,61
5	$H_{m_5} = 1,26 M_0 + 2,6 m + 380$	0,72	0,72
6	$H_{m_6} = 1,07 H_{m_5} + 0,34 M_{x_0} - 73$	0,76	0,69
7	$H_{m_7} = 0,0453 Y_{кб} + 0,41 M_{x_0} + 209$	0,77	0,66
8	$H_{m_8} = 1,92 M'_0 + 2,49 m + 316$	0,78	0,65

Примечание.

$Y_{кб}$, $Y_{бл}$ и Y_i - суммы среднемесячных расходов воды за апрель-июнь (мЗ/с) в бассейнах рр. Катунь, Бия и Обь;

$Q_{m_i}^k$; $H_{m_i}^k$ - максимальные расходы и максимальные уровни воды для р. Катунь - с.Сростки;

$Q_{m_i}^b$; $H_{m_i}^b$ - то же, для р.Бия - г.Бийск;

Q_{m_i} ; H_{m_i} - то же, для р.Обь - г.Барнаул;

m - суммы среднемесячных расходов воды за сентябрь-ноябрь для р.Майма - с.Майма (мЗ/с);

M_k , M_b и M_0 - модульные коэффициенты снегонакопления в бассейнах рр. Катунь, Бия и Обь на 20 марта (%);

M'_k , M'_b и M'_0 - модульные коэффициенты снегонакопления в бассейнах рр.Катунь, Бия и Обь на 20 апреля (%);

M_{λ_k} ; M_{λ_b} и M_{λ_0} - модульные коэффициенты осадков в бассейнах за период с 20 марта по 20 апреля (%);

$Y_{\lambda_b} = Y_{\lambda_1} + Y_{\lambda_2}$ - суммарный прогнозный сток р.Катунь - с. Сrostки и р.Бия - г.Бийск (м3/с);

S_T - запас воды в снеге на 20 марта (мм) в Турочаке (лес);

S_{λ} - то же, на ст. Яйло (мм).

Модульные коэффициенты снегонакопления M_0 и M'_0 и весенних осадков M_{λ_0} для р.Обь рассчитывались по соотношению (6.4).

Для прогноза элементов половодья рр. Катунь, Бия и Обь следует применять зависимости, включающие снегозапасы на 20 марта или их модульные коэффициенты в бассейнах, а также показатель осеннего увлажнения. Остальные уравнения следует использовать для уточнения прогнозов с учетом осадков с 20 марта по 20 апреля. Чтобы от суммы среднемесячных расходов (м3/с) перейти к объему стока за апрель-июнь (млн м3), надо полученные значения стока умножить на коэффициент размерности $k_1 = 2,65$. А для перехода к слою стока - на коэффициент $k_2 = 2,65 \cdot 10^3 / F$, где F - площадь водосбора, км2. Для бассейнов р.Катуни - с.Сrostки, р. Бия - г.Бийск и р.Обь - г.Барнаул коэффициенты размерности k_2 соответственно равны 0,045, 0,072 и 0,0157. Тогда прогноз- тические уравнения для слоя весеннего стока для этих рек будут иметь вид

$$Y_{\lambda_1} = 0,72 M_{\lambda_1} + 1,51 m + 62 \text{ мм}; \quad (7.4)$$

$$Y_{\lambda_2} = 1,08 M_{\lambda_2} + 1,82 m + 80 \text{ мм}; \quad (7.5)$$

$$Y_{\lambda_0} = 0,71 M_0 + 1,77 m + 45 \text{ мм}. \quad (7.6)$$

С учетом того, что $M_i = \frac{S_i}{\bar{S}} \cdot 100$, где S_i и $\bar{S}$ соответственно запас воды в снеге в среднем по бассейну в рассматриваемом году и норма этого снегозапаса, имеем

$$Y_{\lambda_1} = \frac{72}{\bar{S}_{\lambda_1}} S_{\lambda_1} + 1,51 m + 62 \text{ мм}; \quad (7.7)$$

$$Y_{\lambda_2} = \frac{108}{\bar{S}_{\lambda_2}} S_{\lambda_2} + 1,82 m + 80 \text{ мм}. \quad (7.8)$$

Так как нормы снегозапасов в бассейнах Катуни и Бии соответственно равны 109 и 137 мм, получаем

$$y_{k_1} = 0,38 S_{k_1} + 1,51 m + 62 \text{ мм}; \quad (7.9)$$

$$y_{k_2} = 0,58 S_{k_2} + 1,62 m + 80 \text{ мм}. \quad (7.10)$$

Как отмечалось ранее (разд. 6.2), коэффициенты при снегозапасах характеризуют определенную величину коэффициента водоотдачи. В высокогорных районах бассейна р. Катунь таяние снега продолжается до августа, - поэтому часть снегозапасов не участвует в формировании стока за апрель-июнь, однако в норму снегонакопления $\bar{S}_k$ входит. Следовательно, некоторое завышение нормы $\bar{S}_k$ является одной из причин занижения коэффициента водоотдачи снегозапасов в бассейне р. Катунь.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подведем основные итоги выполненным исследованиям закономерностей формирования и территориального распределения снежно-водно-ледниковых ресурсов бассейна Верхней Оби.

Для дальнейшего изучения снегонакопления, на наш взгляд, представляет интерес показанное в монографии районирование территории Горного Алтая, учитывающее особенности влияния рельефа на синоптические процессы и подтвержденное ветровым режимом у поверхности земли.

Сеть метеорологических станций и постов Алтая освещает в основном климат речных долин - наиболее засушливых участков территории горной страны. Речные долины - самые освоенные в сельскохозяйственном отношении районы Горного Алтая. Для дальнейшего развития сельского хозяйства и расчетов гидромелиоративных норм представляют интерес количественные оценки тепловлагообеспеченности речных долин и их районирование по этому признаку.

Изучение водного и ледового балансов ледников дает важную информацию для характеристики осадков и стока высокогорных районов. Модуль стока ледников примерно в шесть раз превышает средний сток с неледниковых поверхностей Центрального Алтая. Средняя многолетняя величина ледникового стока этой территории составляет 1 млрд м³ воды в год. В засушливые (по количеству летних осадков) годы ледниковое питание в бассейне Верхней Оби обеспечивает существенные ресурсы речного стока летне-осеннего периода. Расчеты показывают, что слой стока с площади ледника для различных бассейнов изменяется от 1100 до 2000 мм.

Анализ территориального распределения годового и весеннего стока позволил создать карты и определить высотные зависимости указанных характеристик, которые необходимы в гидрологических расчетах при отсутствии материалов наблюдений.

Значительное место в монографии уделено проблеме картирования снежного покрова. Выявлена возможность построения карты снегозапасов с использованием показателя, учитывающего абсолютную высоту места и расстояние до барьера, который оказывает "возмущающее" влияние на воздушные потоки. Показано преимущество использования этого показателя по сравнению с широко применяемыми на практике "высотными" зависимостями для оценки снегозапасов.

Определенные возможности для изучения снегонакопления в условиях отсутствия или недостатка данных непосредственных измерений

представляет фитоиндикационная методика построения карты снежного покрова. Полученная этим путем карта нормы запасов воды в снежном покрове использовалась для оценки "вклада" снегонакопления различных высотных зон в суммарный объем снегозапасов бассейна. Фитоиндикация снежного покрова — новое направление в его изучении, нуждается в дальнейшем обосновании и экспериментальном подтверждении.

И.В.Тронов неоднократно указывал на необходимость наиболее корректной оценки увлажнения территории Горного Алтая на основе гидрологического контроля — путем использования уравнения водного баланса. В монографии на базе метода гидролого-климатических расчетов (ПФ) В.С.Мезенцева определено максимально возможное испарение и, опираясь на измеренные в 55 створах величины стока, рассчитаны годовые осадки, уточнены зависимости их от высоты для восьми районов исследуемой территории. Далее, учитывая долю твердых осадков в годовом сумме, были получены их абсолютные величины.

Таким образом появилась возможность независимым путем проверить обоснованность оценки твердых осадков для Горного Алтая. Оказалось, что суммы твердых осадков, полученные на основе водного баланса (с применением метода ПФ) ближе соответствуют карте В.С.Ревякина и не подтверждают значения их норм по эколого-ботанической методике.

Прогнозы стока рек бассейна Верхней Оби до сих пор основывались на использовании данных осадкомеров. О.А.Истошина и А.А.Харшан установили тесную связь между суммами осадков в горах и предгорьях. Ими сделан вывод о показательности данных редкой сети пунктов наблюдений за осадками для обширных горных районов Сибири. Эти выводы подтверждены в настоящей монографии. Новые исследования показали, что для прогнозов весеннего стока могут использоваться материалы стандартных снегомерных съемок, которые проводятся на станциях и постах в бассейне Верхней Оби. В монографии обоснована методика определения ежегодных показателей снегонакопления. На основе этих показателей разработаны зависимости для прогноза объема и максимума половодья на рр. Бия, Катунь и Обь. В указанные зависимости входит также осенний сток рек за предшествующий год, косвенно характеризующий увлажнение почвогрунтов и объем осеннего снегонакопления в высоких горах. Прогностические уравнения имеют хорошую точность и могут быть рекомендованы к практическому использованию.

Для целей прогнозирования элементов половодья первостепенное значение имеют данные о запасах воды в снежном покрове и более совершенные способы оценки величины снегонакопления за конкретные го-

ды. Развитие сети снегомерных съемок, дальнейшее уточнение многолетних характеристик (норм) снегонакопления и разработка физически обоснованных приемов расчета ежегодных характеристик снеготаяния в речных бассейнах поставят на более надежную основу решение задачи повышения точности прогнозов элементов весеннего половодья в бассейне Верхней Оби.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абальян Г.С., Калинин Г.П. Определение подземной составляющей. - Метеорология и гидрология, 1957, №, с. 12-20.
2. Аллошинская Н.М. Вертикальная зональность в распределении стока на территории Алтая. - Учен. зап. / ИГУ им. А.М.Мухоморова. Сер. геогр., 1955, вып. 10, №99, с. 137-146.
3. Амосья А.З. Приемы оценки подземной составляющей стока горных рек. - Тр. / ГГИ, 1974, вып. 213, с. 44-52.
4. Антипов А.Н., Корытний Л.М. Географические аспекты гидрологических исследований (на примере речных систем Южно-Минусинской котловины). - Новосибирск: Наука, 1961. - 175 с.
5. Афифи А., Эвзен С. Статистический анализ - подход с ЭВМ. - М.: Мир, 1982. - 488 с.
6. Бахев А.Б. Роль внутреннего инфильтрационного питания в балансе массы ледников и методы его определения. - Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1973, вып. 21, с. 219-231.
7. Бархатин В.Н. К вопросу о синоптических условиях значительных снегопадов в Горном Алтае. - Тр. / ЗСРНИГМИ, 1973, вып. 10, с. 86-95.
8. Башлаков Я.К. Участие ледников в формировании стока р.Катуни. - В кн.: Сибирский географический сборник. Вып. I. М.: Наука, 1962, с. 27-32.
9. Бизюкин В.В. Изменение водорегулирующих свойств сосняков Хамар-Дабана под воздействием выборочных рубок. - В кн.: Гидроклиматическое влияние леса. Новосибирск: Наука, 1979, с. 69-78.
10. Богданова Л.Ф., Геткер М.И. Статистический анализ и учет влияния орографии при расчетах осадков на Тянь-Шане. - Тр. / ЗСРНИГМИ, 1975, вып. 25(106), с. 116-144.
11. Болдырев В.М., Гальперин Р.И. Распределение максимальных снегозапасов на территории Восточного Казахстана. - В кн.: Гидрологические исследования в Казахстане. Вып. II. Алма-Ата, 1965, с. 13-18.
12. Бордовская Л.И. Статистико-стохастическая характеристика синоптических процессов над Алтае-Саянской областью. - В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 15. Томск, 1961, с. 152-160.
13. Бордовская Л.И. Характеристика синоптических процессов Западной Сибири. - В кн.: Проблемы гляциологии Алтая. Томск, 1974, с. 89-117

14. Бордовская Л.И. Циклогенез над Алтае-Саянской областью в холодное полугодие при ультраполярных процессах над азиатской территорией СССР. - В кн.: Гляциология Сибири. Вып. 2. Томск, 1960, с. 70-81.
15. Боровикова Л.Н., Денисов Ю.И., Трофинова Е.В., Шенцис И.Д. Математическое моделирование процесса стока горных рек. - Тр. / ССРНИИМИ, 1972, вып. 61(76). 150 с.
16. Бураков Д.А. Гидрологический анализ весеннего половодья в лесной зоне Западно-Сибирской равнины. - В кн.: Вопросы географии Сибири. Вып. 10. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1978, с. 69-89.
17. Бураков Д.А. Основы гидрологических прогнозов объема и максимума весеннего половодья в лесной зоне Западно-Сибирской равнины. - В кн.: Вопросы географии Сибири. Вып. 11. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1978, с. 3-18.
18. Бурмаченко А.И., Попова Л.В. Особенности залегания снежного покрова в горных районах Таджикистана. - Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1979, вып. 35, с. 120-126.
19. Вахнов А.Н. Анализ и прогнозы стока рек Кавказа. - М.: Наука, 1966. - 272 с.
20. Вительс Л.А. Синоптическая метеорология и леднигеофизика. - Л.: Гидрометеоиздат, 1977. - 250 с.
21. Владимиров Л.А. Водный баланс Большого Кавказа. - Тбилиси: Мецниереба, 1970. - 142 с.
22. Владимиров Л.А. Методы исследований стока горных областей. - В кн.: Исследования формирования водных ресурсов. М., 1976, с. 77-87.
23. Водный кадастр Союза ССР. - Материалы по режиму рек СССР. Т.1. Вып. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1941, с. 96-97, 204-205.
24. Воейков А.И. Избранные сочинения. Т.2. - М.-Л., 1949, с. 225.
25. Воскресенский Н.И. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. - Л.: Гидрометеоиздат, 1962. - 200 с.
26. Втрин В.И. Подземные льды в СССР. - Л.: Наука, 1975. - 215 с.
27. Галахов В.И. Расчет таяния поверхности ледников горного узла Велухи. - В кн.: Природные ресурсы Сибири. Новосибирск: Наука, 1976, с. 25-30.
28. Галахов В.И. Ледниковый баланс ледника Родзерича. - Тр. / ЗСРНИИМИ, 1977, вып. 16, с. 16-32.

29. Галахов В.П. Расчет и анализ водноледникового баланса Центрального Алтая (на примере Катунского хребта). - Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1981. - 21 с.
30. Галахов В.П., Ревякин В.С. Водный баланс горноледникового бассейна р.Актру. - Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1977, вып. 30, с. 179-185.
31. Галахов В.П., Сюбаев А.А. Водно-ледниковый баланс горно-ледникового узла Белухи. - В кн.: Гляциология Сибири. Вып. 2(17). Томск, 1966, с. 106-137.
32. Гарцман И.Н. Фоновые факторы осадков и речного стока в бассейне Амура. - В кн.: Амурский сборник. Вып. 2. 1960, с. 33-50.
33. Гарцман И.Н. Проблемы географической зональности и дискретности гидрологических полей в горных условиях муссонного климата. - Тр. / ДВНЦ ИГи, 1971, вып. 25, с. 3-31.
34. Геткер Л.И., Глазчрин Г.Е., Емельянов Ю.Н. Влияние некоторых элементов орографии на распределение осадков в горных бассейнах. - Тр. / САНГИИГи, 1972, вып. 62(77), с. 30-38.
35. Гирс А.А., Кондратович К.В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. - Л.: Гидрометеиздат, 1978. - 343 с.
36. Гирс А.А. К вопросу о формах атмосферной циркуляции и их прогностическом использовании. - Тр. / АН ИГи, 1981, т. 373, с.4-13.
37. Гляциология Алтая. Вып. 1. Томск: Изд-во ТГУ, 1962. - 254 с.
38. Гляциология Алтая. Вып. 2. Томск: Изд-во ТГУ, 1962. - 246 с.
39. Гляциология Алтая. Вып. 3. Томск: Изд-во ТГУ, 1964. - 254 с.
40. Гляциология Алтая. Вып. 4. Томск: Изд-во ТГУ, 1965. - 292 с.
41. Голубев Г.И. Гидрология ледников. - Л.: Гидрометеиздат, 1976. - 247 с.
42. Горный Алтай / Под ред. В.С.Ревякина. - Томск: Изд-во ТГУ, 1971. - 252 с.
43. Горчаковский П.Л. Растительный мир высокогорного Урала. - М.: Наука, 1975. - 232 с.
44. Грудинин Г.В. Снежный покров юга Минусинской котловины. - Новосибирск: Наука, 1981. - 158 с.
45. Делеур И.С. Космические методы изучения снежного покрова Земли. - Л.: Гидрометеиздат, 1960. - 77 с.
46. Денисов Ю.М. Метод расчета распределения снега в горах по данным аэрофотосъемок и температуры воздуха. - Изв. АН УзССР, Сер. техн. наук, 1963, №, с. 73-79.

47. Дмитриев Е.Е., Гуреева И.И., Дмитриева Н.Г., Миронычева-Токарева Н.П., Танзыбаев М.Г., Панасюк И.В. Роль снежного покрова в формировании пространственно-временных особенностей биоценозов. - В кн.: Сезонная ритмика природы горных областей. Л., 1982, с. 17-19.
48. Дмитриева С.Б. О возможности использования барико-циркуляционных характеристик Л.А.Вительса для вероятностного прогноза засух Западной Сибири. - Тр. / ГГО, 1981, вып. 443, с. 44-49.
49. Доргерров М.Б. Изучение пространственной статистической структуры поля поверхностной абляции горного ледника. - Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1976, вып. 26, с. 140-144.
50. Доргерров М.Б., Салунов В.Н. Опыт площадной снегосъемки в горном бассейне. - Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1976, вып. 27, с. 146-152.
51. Дуравлев А.В. Определение объема льда горных ледников по данным радиолокационного зондирования с вертолета. - Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1982. - 26 с.
52. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. - Л.: Гидрометеиздат, 1977. - 711 с.
53. Зверкова Н.М., Кренке А.Н., Тареева А.М. Режим ледников Западного Кавказа на картах Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. - Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1978, вып. 34, с. 21-34.
54. Ильин И.А. Водные ресурсы Ферганской долины. - М.: Гидрометеиздат, 1959. - 247 с.
55. Истошина О.А. Формирование стока Верхней Оби и методика его предвычисления. - Тр. / ЦИП, 1957, вып. 58, с. 101-120.
56. Карпов В.Г. Экспериментальная фитоценология темнохвойной тайги. Л.: Наука, 1969. - 336 с.
57. Каталог ледников СССР. Т.15, вып. I, ч. 1-3. - Л.: Гидрометеиздат, 1969. - 50 с.
58. Каталог ледников СССР. Т.15, вып. I, ч. 5. - Л.: Гидрометеиздат, 1977. - 48 с.
59. Каталог ледников СССР. Т.15, вып. I, ч. 4,8. - Л.: Гидрометеиздат, 1978. - 80 с.
60. Луц А.Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. - Л.: Гидрометеиздат, 1960. - 270 с.

61. Качинский Н.А. Физика почв. Ч. 2. - М.: Высш. шк., 1970. - 350с.
62. Келлер Б.А. Растительный мир русских степей, полупустынь и пустынь. Вып. I. - Воронеж: Изд-во Ком. А.К.З., 1923. - 163 с.
63. Климат киргизской ССР. - Фрунзе: Илим, 1965. - 219 с.
64. Комаров В.Д. Весенний сток равнинных рек европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. - Л.: Гидрометеоздат, 1959. - 210 с.
65. Комлев А.М., Титова Ю.В. Формирование стока в бассейне р.Катуни. - Новосибирск: Наука, 1966. - 155 с.
66. Кондакова Н.Л. Ландшафтно-географический метод картирования снежного покрова в условиях сложной орографии. - Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1979, вып. 35, с. 139-143.
67. Константинов А.Р. Испарение в природе. - Л.: Гидрометеоздат, 1963. - 531 с.
68. Котляков В.М. Значение ветрового переноса снега в поверхностном режиме горных ледников. - В кн.: Гляциогидроклиматология горных стран, №25. М.: Наука, 1973, с. 23-32.
69. Котляков В.М. Совместные исследования балансов льда, воды и тепла в репрезентативных ледниковых бассейнах. - Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения, М., 1973, вып. 21, с. 206-211.
70. Котляков В.М., Забиров Р.Д., Ревякин В.С. Роль гляциологических исследований при изучении и освоении горных областей. - В кн.: Комплексное географическое изучение и освоение горных территорий. - Л., 1980, с. 37-49.
71. Котляков В.М., Ходаков В.Г., Гринберг А.Н. Тепловое проявление снежно-ледовых объектов как метод количественной интерпретации аэрокосмической информации. - Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1981, №3, с. 127-133.
72. Кошинский С.Д. Синоптико-статистическая характеристика циклонической деятельности над Западной Сибирью в холодное время года. - Тр. / ЗСНИГМИ, 1976, вып. 21, с. 106-113.
73. Кравцова В.И. Методика мелкомасштабного картографирования снежного покрова горных территорий. - Тр. / ЗСНИГМИ, 1974, вып. 58 (64), с. 81-92.
74. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. - Л.: Гидрометеоздат, 1962. - 300 с.

75. Кривоносов Б.М. Климаты Горного Алтая. - Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Томск: Изд-во ТГУ, 1975. - 28 с.
76. Кривоносов Б.М. Влияние географических факторов на осадки в Горном Алтае. - В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 10. Томск: Изд-во ТГУ, 1961, с. 88-96.
77. Кузьомжева Л.А. Особенности распределения средней суммы осадков за пентаду над Западной и Восточной Сибирью при различных типах атмосферных процессов. - Тр. / ЗСНИИ М, 1960, вып. 47, с. 56-63.
78. Линслей Р.К., Колер М.Л., Паулус Д.Л.Х. Прикладная гидрология. - М.: Гидрометеиздат, 1962. - 709 с.
79. Литвинов И.В. Осадки в атмосфере и на поверхности Земли. - М.: Гидрометеиздат, 1970. - 208 с.
80. Лихачева Л.И., Бассин Н.С., Глазырин Г.Е., Щетинников А.С. К вопросу об определении объема ледников и доле малых ледников в горном оледенении. - Тр. / САНИИ М, 1975, вып. 27(106), с.9-16.
81. Макаренчик К.Г. Вопросы режима и бюджета массы Берельских ледников на Алтае. - В кн.: Тепловой и водный режим ледников Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1969, с. 26-40.
82. Мартынова А.М. Пространственное распределение снежного покрова как индикатор дифференциации горнотазовых ландшафтов хребта Мян-Шан. - В кн.: Стационарные гидрологические исследования на юге Дальнего Востока. - Владивосток, 1979, с. 140-154.
83. Мезенцев В.С. Гидрологические расчеты в мелиоративных целях. - Омск: Изд-во Омского СХИ, 1962. - 64 с.
84. Модели общей циркуляции атмосферы / Под ред. А.Чанга. М.: Гидрометеиздат, 1961. - 362 с.
85. Неустров С.С. Генезис и география почв. - М.: Наука, 1977. - 327 с.
86. Никитин С.А., Веснин А.В., Мельников В.А., Селин Г.А. Определение толщины ледника Малый Актун и ледниковой системы Аупол радиотокционным методом. - В кн.: Гляциология Сибири. Вып. 2(17). Томск: Изд-во ТГУ, 1985, с. 158-168.
87. Огуреева Г.Н. Ботаническая география Алтая. - М.: Наука, 1960. - 166 с.
88. Ольдекоп Э.М. Зависимость режима р.Чирчик от метеорологических факторов. - Материалы по вопросу зависимости режима Туркестанских рек от метеорологических факторов. Вып. 1. Чирчикский отдел земельных улучшений в Туркестане, 1916, с. 19-27.

89. Орлова В.В. Западная Сибирь. Сор. Климат СССР. Вып. 4. - Л.: Гидрометеиздат, 1962. - 360 с.
90. Осокин Н.М. О климатообразующей роли снежного покрова в горах. - Изв. Забайкальского фил. Ю СССР, т.2, вып. I, 1966, с. 66-67.
91. Павленко Г.В. Весенний сток в Кулундинской степи и возможности его прогнозов и расчетов. - Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. - 148 с.
92. Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. - Новосибирск: Наука: 1979. - 262 с.
93. Панченская Е.И., Попова К.И., Шевченко В.И. Синоптические процессы и их погодно-климатические проявления в зимний период над Горным Алтаем. - Тр. / ЗСРНИГМИ, 1972, вып. 6, с. 120-134.
94. Ледь Д.А. Об определении дат устойчивого перехода температуры воздуха через определенные значения. - Метеорология и гидрология, 1951, №10, с. 38-39.
95. Петросянец М.А., Чанцева С.Г., Зиявитдинова В.С. О наличии зависимости между климатическими характеристиками и геометрическими параметрами форм рельефа. - Тр. / САРНИГМИ, 1974, вып. 10 (91), с. 158-161.
96. Шинус И.З., Шмидер С.М. Некоторые особенности турбулентности атмосферы над горными районами. - Тр. / ЦАО, 1958, вып. 24, с. 3-11.
97. Клиткин Г.А. Водный баланс Западной Сибири. - Тр. / ГТИ, 1976, вып. 220, с. 3-248.
98. Иогосян А.Л. Общая циркуляция атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1972. - 396 с.
99. Поляков Б.В. Гидрологический анализ и расчеты. Л.: Гидрометеиздат, 1946. - 400 с.
100. Попов Е.Г. Основы теории и практики гидрологических прогнозов. - Л.: Гидрометеиздат, 1963. - 295 с.
101. Попова К.И., Рутковская Н.В. О связи осадков с циркуляционным режимом в холодный период над юго-востоком Западно-Сибирской низменности. - Тр. / ГГО, 1960, вып. 113, с. 22-30.
102. Попова К.И. Атмосферные осадки Горного Алтая. - Изв. Алтайского отд. геогр. общ. СССР. Вып. 5. Барнаул, 1965, с. 101-106.
103. Программа и методические указания по составлению Атласа снежно-ледниковых ресурсов мира. - Материалы гляциологических исследований. Анонсы, обсуждения. М., 1977, вып. 29, с. 53-161.

104. Ревякин В.С. Природные льды Алтае-Саянской горной области. Внутриконтинентальный вариант гляциосферы Земли. - Л.: Гидрометеоиздат, 1981. - 288 с.
105. Ревякин В.С., Барахтин В.Н., Виноградов В.А. и др. Снежный покров Горного Алтая. - Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1974, вып. 3, с. 160-167.
106. Ревякин В.С. и др. Снежный покров Алтае-Саянской области. - Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1979, вып. 35, с. 109-120.
107. Ревякин В.С., Галахов В.П. Вещественный баланс ледников Алтая. - В кн.: Вопросы горной гляциологии. Томск: Изд-во ТГУ, 1977, с. 116-131.
108. Ревякин В.С., Галахов В.П., Голещихин В.П. Горно-ледниковые бассейны Алтая. - Томск: Изд-во ТГУ, 1979. - 309 с.
109. Ревякин В.С., Голещихин В.П. Осадки в горноледниковых бассейнах Алтая. - В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 12. Томск: Изд-во ТГУ, 1978, с. 126-129.
110. Ревякин В.С., Кравцова В.И. Снежный покров и лавины Алтая. - Томск: Изд-во ТГУ, 1977. - 215 с.
111. Ревякин В.С., Окишев П.А., Кревский Ю.Г. Таяние ледников Белухи летом 1966 г. - В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 7. Томск: Изд-во ТГУ, 1972, с. 165-168.
112. Ревякин В.С., Рабенюк В.П., Кревский Ю.Г. Энергетические условия таяния ледников в бассейне р.Аккем. - В кн.: Природа и природные ресурсы Горного Алтая. Горно-Алтайск, 1971, с. 32-35.
113. Ревякин В.С., Тихонова Л.Л. Аномалии осадков холодного периода в Горном Алтае. - В кн.: Проблемы гляциологии Алтая. Томск: Изд-во ТГУ, 1973, с. 129-135.
114. Ревякин В.С., Фашевский Б.В. О количестве осадков на территории Горно-Алтайской автономной области. - Изв. Алтайского отд. геогр. общ. СССР. Барнаул, 1965, вып. 5, с. 108.
115. Рихтер Г.Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. - Тр. / Ин-т географии. Вып. XV. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1948. - 171 с.
116. Рихтер Г.Д. Использование снега в народном хозяйстве и задачи его изучения. - В кн.: Вопросы изучения снега и использования его в народном хозяйстве. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 5-23.
117. Рогович А.И. Картографирование высоты снежного покрова по-точному Приморья. - Материалы гляциологических исследований.

- Хроника, обсуждения. М., 1982, вып. 43, с. 88-90.
118. Гусанов В.И. Распределение среднего годового количества осадков в Центральном Алтае. - Изв. Всес. геогр. общ., т.93, КС, 1961, с. 507-511.
 119. Самойлова Г.С. Ландшафтная структура физико-географических регионов Горного Алтая. - В кн.: Вопросы географии. Вып. 121. М.: Мысль, 1982, с. 22-45.
 120. Сапожников С.А. Особенности термического режима Горного Алтая. Тр. / ИГиАК, 1965, вып. 33, с. 97-123.
 121. Слуцкий В.И. Характерные черты режима ветра в Горном Алтае. - Докл. Томск. отд. Ю СССР, вып. 1, Л., 1970, с. 61-70.
 122. Собанский Г.Г., Селегей В.В. Распределение по высоте и характер залегания снежного покрова на Северо-Восточном Алтае. - Метеорология и гидрология, 1975, №11, с. 86-91.
 123. Совместные исследования балансов льда, воды и тепла в репрезентативных ледниковых бассейнах. - Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1973, вып. 21, с. 200-211.
 124. Созыкин Н.Ф. Влияние леса на водные свойства почв. - Тр. / ВНИИЛХ, 1940, вып. 18, с. 197-231.
 125. Справочник по климату СССР. Вып. 20, ч. II. Температура воздуха и почвы. - Л.: Гидрометеоздат, 1965. - 396 с.
 126. Справочник по климату СССР. Вып. 20, ч. IV. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. - Л.: Гидрометеоздат, 1969. - 331 с.
 127. Справочник по климату СССР. Вып. 20. Метеорологические данные за отдельные годы, ч. II, кн. I. Атмосферные осадки. - Новосибирск, 1977. - 472 с.
 128. Субботина О.И. Распределение осадков зимой в Ферганской долине в зависимости от рельефа. - Тр. / САНИГМИ, 1974, вып. 10 (91), с. 131-133.
 129. Суслов С.П. Материалы по физико-географическим ландшафтам Западного Саяна и его предгорий. - Тр. / Ин-т физ. географии. Вып. 18. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936. - 85 с.
 130. Субаев А.А., Дмитриев В.Е., Кривоносов В.М. Принцип районирования наделов речных вод. - В кн.: Гляциология Сибири. Вып. 2 (17). Томск: Изд-во ТГУ, 1966, с. 147-157.
 131. Титов Д.В. Годовое количество осадков на территории бассейна р. Катунь. - Изв. Алтайского отд. ГО СССР, Барнаул, 1965, вып. 5, с. 103.

132. Троицкий Л.С., Лодаков В.Г. и др. Оледенение Урала. - М.: Наука, 1966. - 304 с.
133. Тронов М.В. О ледниковом питании рек Алтая. - Учен. зап. / Томск. ун-т, 1948, №10, с. 131-150.
134. Тронов М.В., Тронова Л.Б., Белова Н.И. Основные черты климата горноледникового бассейна Актру. - В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 4. Томск: Изд-во ТГУ, 1965, с. 3-46.
135. Тронов М.В. Ледники и климат. - Л.: Гидрометеоиздат, 1966. - 407 с.
136. Тронов М.В., Блохин А.И., Шантыкова Л.Н. Основные черты гидрологического режима горноледниковой речки Актру на Алтае. - В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 7. Томск: Изд-во ТГУ, 1972, с. 34-53.
137. Тронов М.В., Дулина И.У. Основы учения о снеговой границе и хionoсфере. - Л.: Наука, 1977. - 168 с.
138. Тронов М.В. Очерки гляциоклиматологии. - Томск: Изд-во ТГУ, 1961. - 152 с.
139. Тхорик А.И. К методике определения осадков на малых водосборах Украинских Карпат. - Тр. / Укр. НИИМ, 1962, вып. 190, с. 126-132.
140. Фадеевский Б.В. О внутригодовой зарегулированности стока рек Горного Алтая. - В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 4. Томск: Изд-во ТГУ, 1965, с. 285-292.
141. Фадеевский Б.В. Средний годовой сток рек Верхней Оби. - В кн.: Гляциология Алтая. Вып. 5. Томск: Изд-во ТГУ, 1967, с. 254-262.
142. Фадеевский Б.В. Реки и озера. - В кн.: Горный Алтай. Томск: Изд-во ТГУ, 1971, с. 96-123.
143. Хан А.А. Турбулентные тепло- и влагообмен на одном из типичных ледников Горного Алтая. - В кн.: На встрече молодых географов. Иркутск, 1972, с. 187-188.
144. Харзан А.А. Долгосрочные прогнозы стока половодья горных рек Сибири. - М.: Гидрометеоиздат, 1958. - 117 с.
145. Харзан А.А. Долгосрочные прогнозы стока горных рек Сибири. - Тр. / Гидрометцентр СССР, 1970, вып. 65. - 210 с.
146. Хонин Р.В. О гидрологическом режиме Берельских ледников. - В кн.: Гляциологические исследования в Казахстане. вып. У. Алма-Ата: Наука, 1965, с. 172-179.
147. Хрицова И.И. Сезонные особенности зональных и меридиональных процессов над территорией Западной и Восточной Сибири. - Тр. / ЗСНИИГА, 1978, вып. 36, с. 62-69.

148. Хргиан А.Х. О влиянии Уральского хребта на облачность и осадки. - Метеорология и гидрология, 1961, №3, с. 27-35.
149. Чалышева С.Г., Субботина О.И. О количественной оценке климатообразующего влияния рельефа. - Метеорология и гидрология, 1963, №3, с. 32-40.
150. Чубенко А.Г. Исследование снежного покрова в бассейне р.Кокчи (Горный Алтай). - Тр. / ССНИИГАИ, 1974, вып. 13, с. 53-62.
151. Шантыкова Л.Н. количество твердых осадков на ледниках Центрального Алтая. - Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1976, вып. 25, с. 55-61.
152. Шантыкова Л.Н. Талый снеговой и ледниковый сток рек Горного Алтая. - Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1982, вып. 42, с. 45-48.
153. Шац М.М. Геоэкологические условия Алтае-Саянской горной страны. - Новосибирск: Наука, 1978. - 104 с.
154. Шварева Е.Н. Климат Западно-Сибирской равнины в послах. - М.: Наука, 1976. - 115 с.
155. Швер Ц.А. Атмосферные осадки на территории СССР. - Л.: Гидрометеоздат, 1976. - 302 с.
156. Шульгин А.М. Мелиоративная география. - М.: Высш. шк., 1980. - 287 с.
157. Шульц В.А. Средний сток рек Средней Азии. - В кн.: Метеорология и гидрология в Узбекистане. Ташкент, 1955, с. 231-246.
158. Шульц В.А. Реки Средней Азии. - Л.: Гидрометеоздат, 1955. - 690 с.
159. Шульц В.А. Некоторые итоги и пути развития способов расчета стока в условиях горных стран. - Тр. / ССНИИГАИ, 1972, вып. 62(77), с. 3-11.
160. Щербакова Е.Я. Изучение режима снежного покрова в СССР. - Тр./ III Всес. гидрологический съезд, т.3. Л.: Гидрометеоздат, 1959, с. 215-220.
161. Яшина А.В. Значения зимних процессов в развитии биоконпонентов ландшафта. - В кн.: Проблемы регионального зимоведения. Вып. 1, Чита, 1966, с. 48-50.
162. Яшина А.В. Влияние снежного покрова на структуру высотной поясности Большого Кавказа. - Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1981, №3, с. 117-126.
163. Combined heat, ice and water balances at selected glacier basins. UNESCO/JASH, Paris, 1970.- 20 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ГЛАВА 1. СИНОПТИКО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПЕРИОДА СНЕГОНАКОПЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРНО-АЛТАЙСКОЙ АВТОНОМНОЙ ОБЛАСТИ	4
1.1. Синоптические процессы (Н.К.Барашкова)	4
1.2. Осадки холодного периода (Н.К.Барашкова) ...	6
1.3. Циркуляционные условия формирования фона осадков в сезон снегонакопления (Н.К.Барашкова) 7	
1.4. Влияние подстилающей поверхности на формирование сезонного поля осадков (Н.К.Барашкова) 15	
1.5. Естественная тепловлагообеспеченность речных долин Горного Алтая (А.В.Мезенцев)	22
ГЛАВА 2. СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ	32
2.1. Методика определения ежегодных снегозапасов в условиях сложной орографии (В.П.Галахов, А.А.Сюбаев)	32
2.2. Эмпирикоиндикационная методика построения карты норм снегозапасов (В.Е.Дмитриев, С.Я.Орленко) 54	
ГЛАВА 3. ЗАПАСЫ ВОДЫ В ЛЕДНИКАХ	79
3.1. Режим ледников (В.П.Галахов)	79
3.2. Водный баланс (В.П.Галахов, Ю.К.Нарожнев)... 103	
3.3. Сток с ледников и его изменчивость в пространстве и времени (В.П.Галахов, Ю.К.Нарожнев, М.В.Дементьев)	114
ГЛАВА 4. ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДНЫХ РЕСУРСОВ	128
4.1. Общая характеристика водного режима в бассейне Оби (до г.Сургута) (Д.А.Бураков, В.П.Галахов, Л.Н.Шантыкова)	128
4.2. Средний годовой сток (Л.Н.Шантыкова)	142
4.3. Источники питания рек (Л.Н.Шантыкова)	145
ГЛАВА 5. ВЫЧИСЛЕНИЕ ПОКАЗАТЕЛЕЙ СНЕГОНАКОПЛЕНИЯ И ОСАДКОВ В БАСЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ОБИ ДЛЯ ПРОГНОЗА ЭЛЕМЕНТОВ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ	149
5.1. Способы расчета показателей снегонакопления (Д.А.Бураков)	150
5.2. Районирование бассейна Верхней Оби по распределению снежного покрова и оценка весовых коэффициентов снегонакопления (А.В.Осинин).. 151	

5.3. Определение модульных коэффициентов снегонакопления и осадков в бассейнах Бии и Катунь (Д.А.Бураков)	160
5.4. Определение периода снегонакопления (Н.К.Барашкова, Г.М.Шмыглева)	162
5.5. Примеры расчета показателей снегонакопления (А.В.Осипов, Н.К.Барашкова, Г.М.Шмыглева) ..	171
5.6. Синхронность многолетних колебаний стока половодья на реках бассейна Верхней Оби (Д.А.Бураков, А.В.Мезенцев, Р.Т.Шереметов)	179
5.7. Теснота связи стока весеннего половодья с показателями снегонакопления и предшествующего увлажнения (Д.А.Бураков)	182
ГЛАВА 6. МЕТОДИКА ПРОГНОЗА ЭЛЕМЕНТОВ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ (Д.А.Бураков)	190
6.1. Прогностические зависимости	191
6.2. Анализ уравнений и проверочные прогнозы	199
6.3. Использование карты снежного покрова, основанной на данных снегомерных съемок [110], для разработки прогностических уравнений (А.В.Осипов)	206
ГЛАВА 7. УРАВНЕНИЯ ДЛЯ ПРОГНОЗА ЭЛЕМЕНТОВ ПОЛОВОДЬЯ ВЕРХНЕЙ ОБИ НА ОСНОВЕ УТОЧНЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ СНЕГОНАКОПЛЕНИЯ ПО МЕТОДУ ГФР	213
7.1. Уточнение годовых осадков по методу ГФР (А.В.Мезенцев)	213
7.2. Оценка нормы снегозапасов и коэффициентов снегонакопления (Д.А.Бураков, А.В.Мезенцев, Н.К.Барашкова, С.В.Коржинская)	224
7.3. Уравнения для прогноза элементов половодья и оценка их эффективности (Д.А.Бураков, А.В.Мезенцев, Н.К.Барашкова, Г.М.Шмыглева, А.В.Осипов)	232
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	258
ЛИТЕРАТУРА	241

Снежно-водно-ледниковые ресурсы бассейна
Верхней Оби и прогнозы стока весеннего
половодья

ИБ 1791

Редактор Г.Г.Иванова

Подписано в печать 9 VII 86, КЗ 03573 Формат 60х84 1/16.

Бумага типографская № 3. Печать офсетная.

Печ. л. 16,0+4 вкл. Усл. печ. л. 13,68. Уч.-изд. л. 13,0.

Тираж 300 экз. Заказ 586 . Цена 2 р.

Издательство ТГУ, 634029, Томск, ул. Никитина, 4.

Ротапринт ТГУ, 634029, Томск, ул. Никитина, 4.