

Государственный комитет СССР по гидрометеорологии  
и контролю природной среды  
Государственный ордена Трудового Красного Знамени  
гидрологический институт

В. Г. Прокачева,  
Д. В. Снищенко,  
В. Ф. Усачев

ДИСТАНЦИОННЫЕ  
МЕТОДЫ  
ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО  
ИЗУЧЕНИЯ  
ЗОНЫ  
БАМа

Справочно-методическое пособие



ЛЕНИНГРАД. ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ. 1982

55149  
918

ОДОБРЕНО  
МЕТОДИЧЕСКОЙ КОМИССИЕЙ ГГИ  
15 МАЯ 1980 г.

Обобщен опыт Государственного гидрологического института по применению аэрокосмических средств для гидрологического изучения труднодоступных районов. На конкретных примерах показано применение дистанционных методов для определения поля поверхностных скоростей течения на реках, для составления кадастра наледей, для определения типов руслового процесса и оценки плановых деформаций русла, для получения режимных сведений о ледовой обстановке на озерах и динамике снежного покрова на горных водосборах. Приведены гидрометеорологические сведения кадастрового и климатологического характера.

Пособие предназначено для гидрологов и географов, для всех специалистов, озабоченных освоением Забайкалья в зоне Байкало-Амурской железнодорожной магистрали.

280972

Валерия Григорьевна Прокачева,  
Владимир Федорович Усачев,  
Дина Владимировна Сنيщенко

**ДИСТАНЦИОННЫЕ  
МЕТОДЫ  
ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО  
ИЗУЧЕНИЯ  
ЗОНЫ  
БАМа**

Редактор Е. Э. Булаховская. Художник Ю. Н. Чигирев. Художественный редактор В. В. Быков. Технический редактор Л. М. Шишкова. Корректор В. И. Гинабург.

Н/К

Сдано в набор 05.02.81. Подписано в печать 19.01.82. М-32913. Гарнитура литературная. Печать высокая. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 2. Печ. л. 15,0 с вкл. Кр.-отг. 15,25. Уч.-изд. л. 16,69. Тираж 620 экз. Индекс ГЛ-185. Заказ № 291. Цена 1 руб.

Гидрометеониздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Тип. им. Котлякова издательства «Финансы и статистика» Государственного комитета СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. 191023, Ленинград, Д-23, Садовая, 21.

П 1903030200-022  
069(02)-82

без объявл.

Ленинградская

© Госкомгидромет, 1982 г.

Гидрометеорологический ин-т  
**БИБЛИОТЕКА**  
Д-д 191026 Малогоханский пр., 98

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	4
Введение . . . . .	6
1. Изучение кинематики потока на реках зоны БАМа по материалам авиаизмерений . . . . .	14
1.1. Методика лётно-съёмочных работ . . . . .	15
1.2. Камеральная обработка материалов и формы представления информации . . . . .	18
1.3. Специфика применения аэрогидрометрического способа на реках зоны БАМа и рекомендуемые параметры авиаизмерений . . . . .	20
1.4. Основные результаты работ . . . . .	21
1.5. Оценка качества материалов авиаизмерений . . . . .	24
2. Изучение наледей зоны БАМа по материалам аэрокосмических съёмок . . . . .	26
2.1. Методика получения и обработки исходной информации для определения характеристик наледей . . . . .	27
2.2. Вопросы дешифрирования наледей на аэрофотоснимках . . . . .	34
2.3. Дешифрирование наледей по материалам космического фотографирования . . . . .	39
2.4. Территориальная изученность наледей зоны БАМа . . . . .	42
2.5. Наледи бассейна верховья р. Чары . . . . .	45
2.6. Наледи по трассе БАМа на участке г. Нижнеангарск — г. Тында . . . . .	53
3. Изучение руслового процесса . . . . .	60
3.1. Методические основы использования материалов аэрокосмических съёмок для изучения руслового процесса . . . . .	61
3.2. Описание типов руслового процесса . . . . .	72
3.3. Гидроморфологическая характеристика рек зоны БАМа . . . . .	83
4. Методические основы изучения ледово-термических условий водоемов по спутниковым снимкам . . . . .	100
4.1. Применение аэрокосмических методов для наблюдения за ледовой обстановкой на озерах . . . . .	107
4.2. Термические неоднородности водных поверхностей на спутниковых инфракрасных изображениях . . . . .	123
4.3. Туманы над водными поверхностями . . . . .	127
5. Изучение снежного покрова в горах с помощью спутниковой информации . . . . .	133
5.1. Картирование границ снежного покрова . . . . .	134
5.2. Особенности распространения снежного покрова на Становом нагорье . . . . .	156
5.3. Оценка стока от снеготаяния по динамике снеговой линии . . . . .	170
5.4. Выводы . . . . .	196
Приложения . . . . .	198
1. Основные характеристики наледей . . . . .	198
2. Результаты определения ледовитости оз. Байкал в период очищения от льда по материалам авиаразведок и ТВ-съёмок с ИСЗ . . . . .	209
3. Результаты определения степени покрытия снегом и высоты снеговой линии на речных водосборах Станового нагорья по материалам ТВ-съёмок с ИСЗ «Метеор» . . . . .	210
4. Результаты определения по спутниковой информации сроков образования и схода снежного покрова на различных высотах речных водосборов Станового нагорья . . . . .	217
5. Результаты определения по спутниковым данным продолжительности залегания снежного покрова (в сутках) на водосборах Станового нагорья . . . . .	217
6. Характеристики стока от снеготаяния по результатам расчленения гидрографа для рек Станового нагорья . . . . .	218
7. Сведения о скорости подъёма снеговой линии в период снеготаяния на водосборах Станового нагорья . . . . .	220
Список литературы . . . . .	221

## ПРЕДИСЛОВИЕ

«Гидрология представляет собой одну из немногих областей знания, нуждающихся в дальнейшем совершенствовании технологии дистанционных наблюдений, и ситуация здесь напоминает положение с использованием вычислительной техники: мы располагаем чрезвычайно мощными новыми инструментами, которые могут оказывать исключительно эффективными при решении проблем окружающей среды, но их возможности еще предстоит реализовать». Да простят нам эту обширную цитату из книги Э. Баррета и Л. Куртиса «Дистанционные методы исследования земли» (М.: Прогресс, 1979. — 368 с.). Она хорошо отображает суть дела. Гидрология суши изучает результаты процессов, происходящих на обширных территориях речных водосборов и акваториях озер, но использует для этой цели в основном лишь точечные (дискретные) наблюдения на гидрометеорологической сети. Дистанционные средства, способные обеспечить пространственно-временной обзор этих территорий, весьма робко внедряются в практику.

В настоящем пособии предпринята попытка показать возможности дистанционных методов в решении научных и практических проблем гидрологии суши. Из огромного арсенала известных уже в настоящее время дистанционных средств рассмотрены лишь аэрофото, телевизионные и инфракрасные спутниковые съемки. Задачи работы определялись, с одной стороны, потребностями практики интенсивного освоения труднодоступных и малоизученных территорий, а с другой стороны, — возможностями доступных в настоящее время дистанционных методов.

Строительство Байкало-Амурской железнодорожной магистрали и осуществление комплексного развития примыкающих к ней районов поставило ряд задач при изучении водных ресурсов. Особенности региона определяют своеобразие подходов к его изучению и выбору методов исследования.

В предлагаемой читателю монографии на основании выполненных в Государственном гидрологическом институте разработок по материалам полевых и летно-съемочных работ (включая снимки с искусственных спутников Земли) в зоне БАМа приводятся рекомендации по использованию дистанционных методов для изучения снежного покрова, наледей, деформаций речных русел, льда на озерах, кинематики скоростного поля потоков. В пособие включены полученные сведения справочного характера для отдельных элементов гидрологического режима рек и водоемов.

Что же в предлагаемом пособии является справочным, а что методическим? В большинстве случаев сложно разделить полу-

ченный результат по этим двум направлениям. Внимательный читатель найдет сведения справочного характера в изложении методик использования традиционных и новых способов применения аэрокосмических съемок для гидрологических исследований. В то же время на основе этих методик получены справочные гидрометеорологические данные, которые, в свою очередь, могут служить обоснованием для новых методических подходов к оценке состояния речных водосборов, озер, речных русел и пойм.

Приведенные сведения отражают современный уровень изученности гидрологического режима зоны БАМа, а разработанные приемы использования дистанционных методов базируются на новейших достижениях науки и техники.

Справочно-методическое пособие составлено сотрудниками лаборатории аэрокосмических методов исследований ГГИ под руководством канд. геогр. наук В. Ф. Усачева. Обязанности по подготовке книги распределялись следующим образом: предисловие и введение написаны В. Ф. Усачевым и В. Г. Прокачевой; глава 1 — В. М. Королевым и И. Г. Шумковым; глава 2 — В. Ф. Усачевым; глава 3 — раздел 3.1 — В. Ф. Усачевым, раздел 3.2 — Д. В. Смищенко и В. Ф. Усачевым, раздел 3.3 — Д. В. Смищенко; глава 4 — В. Г. Прокачевой и В. Ф. Усачевым; глава 5 — В. Г. Прокачевой. Редактирование пособия выполнено канд. геогр. наук Б. М. Доброумовым и В. Ф. Усачевым. В разработках и подготовке справочно-методического пособия к изданию принимали участие Н. П. Чмутова, И. П. Знаменская, Л. И. Грязева, А. Е. Абакуменко, З. В. Соболева, А. М. Чмутов, Е. П. Дедкова.

Авторы выражают благодарность доктору геогр. наук И. В. Попову, докт. техн. наук А. В. Рождественскому, канд. техн. наук Б. Л. Соколову, канд. геогр. наук М. М. Айнбунду и научному сотруднику Н. В. Соколовой за критический просмотр рукописи, способствовавший улучшению ее содержания и оформления.

## ВВЕДЕНИЕ

Основой применяемых и разрабатываемых в настоящее время методов и способов аэрокосмических исследований для гидрологических целей служат дистанционные наблюдения трех видов: аэровизуальные, съемочные и комплексные (измерительные и съемочно-измерительные), каждому из которых соответствует перечень определяемых элементов гидрологического режима.

Аэрокосмическая информация обеспечивает принципиально новый подход к получению гидрологических данных. В отличие от дискретности (точности) наземных наблюдений она дает пространственную картину распределения гидрологических объектов и явлений в их естественной взаимосвязи с различными составляющими гидрологического ландшафта. Особенно это относится к вопросам, связанным с оценкой антропогенного влияния на гидрологический цикл в результате мелиорации, урбанизации территории, хозяйственного освоения новых регионов и других активных воздействий. Можно констатировать, что сейчас еще нет достаточно надежной регулярной информации для пространственной характеристики речного стока и других элементов водного баланса и что получение информации в перспективе возможно на основе дистанционных средств измерений.

Особая необходимость в использовании дистанционных методов ощущается при изучении труднодоступных районов Севера, Сибири и Дальнего Востока нашей страны. Эти районы мало доступны наземным исследованиям из-за отсутствия транспортных коммуникаций и поэтому слабо изучены не только в гидрологическом отношении, но и в общегеографическом. В этих районах, как правило, отмечается высокая сейсмичность, многолетняя мерзлота, перемерзание рек, а также такие опасные гидрометеорологические явления площадного характера, как сели, лавины, наледи, катастрофические паводки и др., для исследования которых необходима разработка специальных приемов. Кроме того, быстрые темпы освоения новых районов требуют своевременного обеспечения необходимой информацией проектировщиков, строителей и эксплуатационников. Проектные организации, занимающиеся в основном конкретными объектами, мало уделяют внимания названным опасным гидрометеорологическим явлениям, а также прилегающим к объектам территориям, что в дальнейшем может пагубно отразиться и на самих объектах. Поэтому задача настоящей работы сводится к тому, чтобы на конкретных примерах зоны БАМа показать приемы использования дистанционных методов, которыми располагают гидрологи, для гидрометеорологического изучения этого сложного и важного народнохозяйственного района страны.

Байкало-Амурская магистраль, как и всякое искусственное сооружение большой линейной протяженности, пересекает множество разнообразных по режиму рек и их водосборы. При

этом трасса подвержена опасности влияния естественных гидрологических явлений (паводки и затопления, ледоходы и наледи, селевые потоки, лавины и т. п.). Искусственное воздействие трассы на режим рек усугубляет эту опасность и, кроме того, создает предпосылки для изменения естественного состояния рек и водосборов. Поэтому вдоль трассы и на речных водосборах, пересекаемых трассой, следует выделять две зоны:

— зону неблагоприятных гидрологических воздействий на трассу в процессе строительства;

— зону влияния строительных и эксплуатационных работ по трассе на гидрологию окружающих районов.

В зависимости от размаха строительных работ и площади водосбора каждую зону можно разбить на отдельные участки — районы.

В зоне неблагоприятных гидрологических воздействий на трассу надо выделить следующие участки:

— район непосредственной опасности в полосе трассы;

— район потенциально возможных воздействий (речные водосборы малых и средних рек, где формируется опасное гидрологическое явление);

— район косвенного влияния (крупные речные водосборы).

В зоне влияния строительных и эксплуатационных работ на гидрологию окружающих территорий можно выделить:

— район непосредственного воздействия в полосе трассы (по речным руслам и долинам);

— район косвенного влияния в результате развития промышленности на окружающих территориях (распространение по рекам и водосборам).

Исходя из существующего арсенала средств и размера изучаемого явления могут быть использованы наземные, самолетные и космические методы исследований либо их сочетание. Для каждого выделенного района следует применять наиболее целесообразные методы исследований. В частности, при изучении районов непосредственной опасности вдоль трассы наиболее пригодны наземные и частично аэрометоды. Исследование больших территорий речных водосборов разумно вести на основе космической и самолетной информации. Применение того или иного метода исследований определяется также и этапом работ. Аэрометоды наиболее перспективны на начальном этапе.

Для гидрологического изучения таких огромных территорий, как зона БАМа, недостаточно даже самолетных средств, не говоря о наземных. И объективно существует необходимость применения космических съемок.

Методика проведения аэровизуальных наблюдений достаточно хорошо освоена (имеется много специальных руководств) и поэтому в данной работе не рассматривается. Отметим лишь, что ГГИ при постановке исследований в зоне БАМа в первую очередь начал работы именно с аэровизуального обследования трасс

сы. Результаты аэровизуального обследования в виде альбома фотоснимков и небольшой текстовой записки позволили правильно оценить объект исследований и наметить пути его изучения.

Аэрометоды — широкий комплекс авиационных приемов изучения природных объектов — нашли должное применение при изучении этого региона задолго до того, как встал вопрос о строительстве БАМа. Наиболее широко применялась аэрофотосъемка, хотя другие виды аэрометодов также использовались в большом объеме.

За последние 30 лет выполнено большое количество эпизодических съемок трассы в самых различных масштабах. Имеются участки с повторными аэрофотосъемками. Вдоль трассы выполнялась преимущественно среднемасштабная аэрофотосъемка и в самые различные фазы водного режима рек. Специальных съемок для решения гидрологических задач ранее не производилось, за исключением аэрофотосъемки снежных лавин и наледей на одном из центральных участков трассы. Так как все имеющиеся аэрофотосъемки производились в основном в топографических целях, а для гидрологических исследований необходимы многократные повторные аэрофотосъемки в адекватных масштабах, то возник вопрос о постановке аэрофотосъемочных работ с направленностью на их гидрологическое использование в дальнейшем.

Вопросам прикладного использования для зоны БАМа материалов аэрофотосъемки (за исключением составления топокарт) в печати уделено мало внимания. Имеются единичные работы по дешифрированию особенностей строения рельефа [55], геологии [6, 42] и растительного покрова отдельных участков территории БАМа или сопредельных районов. Более подробно освещен вопрос применения аэрометодов при геокриологических исследованиях Восточной Сибири, в частности Южной Якутии [5, 46, 52].

Материалы аэрофотосъемок необходимы гидрологам для оценки плановых деформаций русел рек, изучения процесса вскрытия рек и озер, изучения кинематики скоростного поля потока на участках мостовых переходов и прижимов, оценки динамики затопления речных пойм, изучения наледных процессов.

**Изучение кинематики скоростного поля потока** производилось на основе аэрогидрометрических работ [41]. Изучение распределения поверхностных струй течений, а также построение планов течений для участков прижимов и мостовых переходов диктуется, с одной стороны, необходимостью решения вопросов, связанных с оценкой воздействия потока на железнодорожное полотно в условиях его проложения вдоль русла реки, с другой — задачей обоснования направления оси мостовых переходов и способов крепления береговых откосов на прилегающих участках реки. Аэрогидрометрия — единственно возможный способ получения планов поверхностных скоростей течения в условиях значительных скоростей (4—5 м/с), большого числа участков из-

мерений и их разобщенности, отсутствия транспортных коммуникаций и жилых баз, ограниченного числа исполнителей. В ходе проведения измерений 1975 и 1976 гг. было получено более 50 планов течений для участков больших (5—6 км длиной) и коротких (2—3 км длиной) прижимов, а также для участков мостовых переходов.

**Изучение наледей подземных вод** с использованием аэрометодов производилось в целях получения материалов для составления кадастра и карты распространения наледей в зоне БАМа, а также изучения условий формирования наледей и режима их таяния. Для этой цели могут быть использованы любые средства аэрометодов: черно-белая, спектрзональная, цветная аэрофотосъемка, радиолокационная съемка, а в отдельных случаях и материалы космического фотографирования. Для составления карты распространения наледей и кадастра по всей зоне БАМа необходимо иметь материалы аэрокосмической съемки, которые дадут объективные сведения о местоположении наледи и ее основных характеристиках: площади наледной поляны и наледного тела, длине, ширине, расчлененности и в некоторых случаях толщине льда. Главное условие при составлении кадастра — сравнимость приведенных данных. Только систематические аэрофотосъемки, выполненные в одинаковые фазовые состояния наледи, могут дать исчерпывающую объективную информацию для составления карты и кадастра наледей. Повторные аэрофотосъемки эталонных наледей, выполненные в различные фазовые состояния наледи, помогут раскрыть условия формирования наледи и динамику ее разрушения.

**При изучении русловых процессов** аэрометоды можно использовать для оценки плановых деформаций русла, определения типа руслового процесса, изучения русловых форм, получения морфологических характеристик, исследования динамики затопления и опорожнения пойм. Оценка плановых русловых деформаций имеет большое практическое значение при проектировании и строительстве мостовых переходов и прокладывании полотна железной дороги вдоль русел и речных пойм. Недоучет этого фактора может привести к разрушению уже построенных инженерных сооружений или потребует проведения дорогостоящих защитных мероприятий. Аэрофотосъемка является наиболее эффективным способом получения материалов, необходимых для расчетов русловых деформаций. Обычно для оценки плановых деформаций требуется проведение не менее двух съемок через определенный длительный промежуток времени. Длительность интервала времени между съемками зависит от интенсивности русловых переформирований. Определение типа руслового процесса рек также эффективнее производить по материалам аэрофотосъемки, чем по картам, как это сделано для зоны БАМа С. И. Пиньковским [11]. Для этого удобнее использовать материалы мелкомасштабной аэрофотосъемки. Материалы аэрофото-

съёмки позволяют выявить в руслах рек и на их поймах различные виды морфологических образований, что дает возможность определить тип руслового процесса. Особенно эффективно использование материалов аэрофотосъёмки для малых водотоков, которые не нашли отражение на картах масштаба 1 : 100 000. Возможность изучения русловых форм и получения морфологических характеристик по аэрофотоснимкам не вызывает сомнений, для этого необходимо иметь материалы съёмок соответствующего масштаба в межень. Большинство характеристик можно получить с аэрофотоснимка непосредственным измерением параметров. Например, крупность русловых отложений качественно отражается на снимках, а количественно пока не оценивалась. Знание же крупности русловых отложений требуется при русловых исследованиях, изучении стока наносов, расчете размывающих скоростей и в целом ряде других случаев. В связи с этим разработка авиационного способа определения крупности русловых отложений, исключающего трудоемкие наземные работы, имеет большое значение. В целях получения крупности русловых отложений по аэрофотоснимкам предполагается использовать микрофотометрическую обработку крупномасштабных аэрофотоснимков, поскольку должна существовать связь между крупностью русловых отложений и оптическими и геометрическими характеристиками их аэрофотоизображения [30]. Технически задача определения крупности решается путем микрофотометрирования аэрофотоснимков исследуемых участков, обследованных наземным путем, и последующей статистической обработки полученных регистрограмм на ЭВМ.

Космические методы, как естественное совершенствование аэрометодов и их логическое продолжение, также начинают внедряться в практику гидрологических исследований [33]. Один космический снимок показывает сразу большую территорию земной поверхности. Изображение на нем полной водосборной площади реки позволяет выявить характерные черты рельефа водосбора, комбинации и распределение растительности, установить наличие высотной поясности или широтной зональности. Изображение крупных озер на одном снимке может быть получено только из космоса. Такой мгновенный снимок фиксирует множество элементов состояния озера и окружающей обстановки, которые невозможно получить самолетными или наземными средствами. Существенным преимуществом является возможность выполнения космических съёмок в труднодоступных районах с редкой сетью наземных наблюдений. Особенно важным для гидрологии преимуществом космической съёмки является постоянство наблюдения за земной поверхностью и возможность выполнения многократных повторных съёмок одного и того же района.

Источниками этой информации в настоящее время служат съёмки территорий со спутников сканерами малого и среднего разрешения одновременно в нескольких участках видимого и ин-

фракрасного участков спектра. Спутники штатной системы «Метеор» выполняют телевизионные съемки (ТВ) во всем видимом участке спектра (0,5—0,7 мкм) или в четырех зонах спектра (0,5—0,6; 0,6—0,7; 0,7—0,8; 0,8—1,1 мкм), а также инфракрасную съемку (ИК) в области 8—12 мкм. Съемки производятся с высоты 600—900 км над поверхностью Земли. Масштаб ТВ изображений сканера малого разрешения составляет около 1 : 12 000 000, при этом приземная апертура сканирующего луча (элемент разрешения) равна  $1,0 \times 1,6$  км. Со сканера среднего разрешения изображение поступает в масштабе около 1 : 2 500 000 с разрешением на местности в подспутниковой точке около 200 м. Инфракрасные изображения имеют масштаб около 1 : 30 000 000, элемент разрешения  $15 \times 15$  км, температурное разрешение: при положительных температурах снимаемой поверхности фиксируются перепады 3—4 °С при отрицательных — около 10 °С. Снимки для работы обычно увеличивают.

По съемкам, обеспечивающим большой обзор территории и значительную генерализацию деталей поверхности, возможно получение обобщенных сведений о распределении гидрометеорологических характеристик по площади объекта. Для этой цели необходимо обнаружить объект на снимке, дешифровать его гидрометеорологическое состояние, разграничить заметные перепады этого состояния и перенести дешифрованные контуры на карту для определения размеров площадей. Как в процессе дешифрирования, так и особенно при использовании результатов бывает необходима дополнительная гидрометеорологическая информация, обеспечиваемая традиционными наземными и самолетными (аэрофотосъемка, авиаразведка) наблюдениями. Только комплексное использование всех доступных источников информации позволяет получить наиболее полное представление о состоянии объекта и помогает решению конкретной задачи либо целевому изучению процесса или явления.

Опыт дешифрирования телевизионных изображений с ИСЗ «Метеор» на основе априорной наземной информации и материалов подспутниковых съемок позволяет выделить в настоящее время три основных гидрологических параметра, поддающихся изучению по материалам рядовых спутниковых съемок. Они представлены в обобщенном виде в табл. 1.

**Снежный покров** по материалам съемок со спутника «Метеор» изучался в целях подсчета объема стока от снеготаяния для частных водосборов рек Муи, Чары и Верхней Ангары, выявления закономерностей его распространения, установления сроков образования и схода снега на различных высотных зонах и др. До настоящего времени изучение снежного покрова в этом регионе выполнялось в объеме, которого недостаточно для использования в существующих, а тем более в разрабатываемых моделях прогноза стока. Так, для большинства речных водосборов западного и центрального участков трассы БАМа стационар-

Таблица 1

**Современное состояние оценки гидрологических параметров по результатам дешифрирования спутниковых телевизионных изображений**

Параметр	Способ получения	Использование
<b>1. Снежный покров</b>		
Граница снежного покрова	Дешифрирование по снимку	Оперативное обслуживание и расчеты стока
Степень покрытия	Расчет $\frac{F_{сн}}{F_{общ}} 100 \%$	Расчеты стока
Высота снеговой линии в горах	По гипсографической кривой	Расчеты и прогнозы стока
Размеры зоны интенсивного загрязнения снега вокруг промышленных центров	Дешифрирование по снимку и определение площади	Оценка размера зоны ускоренного схода снежного покрова
<b>2. Ледяной покров</b>		
Ледовая обстановка на больших озерах, степень покрытия акватории озера льдом	Дешифрирование снимка	Оперативное обслуживание
Дрейф льда на больших озерах	Измерение векторов перемещения ледяных полей по последовательным снимкам	Определение скорости ветрового дрейфа льда
Дислокация льда на средних озерах и водохранилищах в период очищения ото льда	Дешифрирование последовательных снимков	Уточнение ледовой обстановки в период вскрытия и очищения ото льда
Сроки очищения ото льда малых озер	Сравнение последовательных снимков озер в весенний период	Оперативное обслуживание
<b>3. Разливы</b>		
Затопление речных пойм	Дешифрирование снимков в зоне 0,8—1,0 мкм	Оперативное обслуживание
Сезонные изменения площади озер в аридных районах	Сравнение ряда последовательных снимков озер	Оценка изменений уровня воды и выявление связей с увлажненностью территории и сезона
Индикационные изменения ширины и площади речных русел при прохождении паводков	Дешифрирование последовательных снимков в период паводков	Выяснение прогностических связей ширины русла и площади его на некотором участке с расходом воды на нижерасположенных створах

ные наблюдения за снежным покровом проводились только на днищах котловин, которые малохарактерны для водосбора в целом, основные снегозапасы на котором формируются в его горной части. Только пространственная информация по всему водосбору может объективно отражать формирование стока от снеготаяния. Конечной целью изучения снежного покрова предусматривается прогностическая оценка стока от снеготаяния для частных водосборов рек Муи, Чары и Верхней Ангары. Для этого выполнен контроль полученных сведений о степени покрытия водосборов снегом на основе взаимосвязей между соседними водосборами и связей с определяющими факторами за предшествующие годы (1970—1978 гг.). Немаловажно выяснение связей степени покрытия водосбора снегом и высоты снеговой линии с суммами положительных температур воздуха за период снеготаяния. Анализ комплексных хронологических графиков хода основных стокоформирующих элементов в период снеготаяния позволяет выполнить расчленение гидрографов по типам питания, чтобы установить ежедневные расходы воды от снеготаяния и вычислить объем и слой стока. Проведен поиск связей степени покрытия водосборов снегом и скорости подъема снеговой линии в горах с ежедневными расходами воды и объемом стока от снеготаяния.

**Ледовая обстановка** на озерах и водохранилищах достаточно надежно оценивается по изображениям с ИСЗ «Метеор» [16]. Установлено, что ледовое состояние озер и водохранилищ можно оценивать в довольно широком диапазоне: от решения вопроса, есть лед или нет льда (для малых озер), до картирования ледовой обстановки. Обоснована возможность получения по спутниковым телевизионным снимкам следующей ледовой информации для объектов различного размера:

- для малых озер в весенний период констатируется наличие — отсутствие льда;
- для средних озер и водохранилищ опознаются три состояния поверхности: ледяной покров, неполный ледостав, чисто;
- для больших озер возможна детализация состояния поверхности и картирование ледовой обстановки с разграничением ледяного покрова на заснеженные и малозаснеженные участки (при одновременном их присутствии на озере в момент съемки), определение местоположения кромки припая и границы льдов, выделение участков с ледяными полями, сплоченными и разрезанными.

При изучении ледовой обстановки основным объектом исследований было оз. Байкал. Проводились авиаразведки, аэрофото съемка фрагментов ледовой обстановки, подбирались материалы космического фотографирования и снимки с ИСЗ. На основе этой информации выполнен детальный анализ условий освобождения озера от льда в весенний период, рассмотрена связь его ледовитости с заснеженностью соседних водосборов.

## ИЗУЧЕНИЕ КИНЕМАТИКИ ПОТОКА НА РЕКАХ ЗОНЫ БАМа ПО МАТЕРИАЛАМ АВИАИЗМЕРЕНИЙ

Знание кинематики речного потока на участках значительной протяженности представляет большой практический интерес. Такого рода сведения необходимы при проведении дноуглубительных и русловыправительных работ, при проектировании различных сооружений, расположенных на берегах реки или непосредственно в русле, — водозаборов, водовыпусков, мостовых переходов и т. п.

Большой объем информации о кинематике речных потоков потребовался при проектировании Байкало-Амурской железнодорожной магистрали. Трасса БАМа на своем пути пересекает множество рек. Общее число мостовых переходов только через крупные реки составляет более 20. Кроме того, трасса часто проходит по участкам так называемых прижимов, где русло реки вплотную подходит (прижимается) к крутому склону долины. В этих условиях железнодорожное полотно укладывают или по полке, вырубаемой в скальном грунте склона, или по прислоненной насыпи, устраиваемой непосредственно в русле реки. В каждом конкретном случае необходимо исследовать возможность укладки полотна железной дороги по второму варианту, так как он значительно дешевле.

Проектирование и строительство таких участков трассы невозможно без всестороннего исследования гидравлико-морфологических характеристик рек и, в частности, без изучения их кинематики. Эти данные необходимы для оценки воздействия потока на насыпь под железнодорожное полотно и другие береговые сооружения, обоснования правильности выбора направления оси мостового перехода, расчета пропускной способности стесненного сооружениями русла и решения целого ряда других задач.

Изучение скоростного поля потока по всему сечению русла технически возможно только с помощью гидрометрической вертушки. Однако ввиду большой трудоемкости подобных работ этот способ практически не применяется. Обычно ограничиваются изучением поля поверхностных скоростей течения, конечной целью которого является получение плана поверхностных скоростей течения для заданного участка. Так как поверхностные скорости течения, как правило, являются максимальными или близкими к ним, то проектировщиков в большинстве случаев такие материалы вполне удовлетворяют. Однако получение пла-

нов поверхностных скоростей течения методами обычной наземной гидрометрии, т. е. путем запуска поплавков и засечки их последовательных положений с берега, остается достаточно трудоемким процессом. Кроме того, применение наземного способа получения планов поверхностных скоростей течения ограничивается размерами реки — шириной русла и высотой берегов, при которых еще возможна надежная засечка поплавков.

Поставленную перед ГГИ задачу форсированного накопления материалов по кинематике рек зоны БАМа можно было решить только путем применения авиационных методов получения планов течений. По сравнению с традиционными методами гидрометрии аэрогидрометрический метод получения планов поверхностных скоростей течения имеет как свои преимущества, так и недостатки. Безусловными преимуществами этого метода являются его оперативность, надежность и возможность выполнения в короткие сроки больших объемов работ, что особенно важно при неустойчивом режиме рек, характерном для большинства водотоков трассы БАМа. Наиболее существенным недостатком является ограничение метода метеоусловиями.

### 1.1. Методика летно-съёмочных работ

Методика аэрофотосъемки поверхностных скоростей течения для их использования при расчете расходов воды была разработана в 60-е годы и изложена в Методических указаниях [41], а затем в несколько усовершенствованном виде в Методических рекомендациях [40]. На основе этой методики в ГГИ разработан аэрогидрометрический способ получения планов поверхностных скоростей течения.

В зависимости от вида маркирования водной поверхности различают два варианта данного способа. Первый вариант предусматривает искусственное маркирование водной поверхности специальными ураниновыми поплавками, во втором варианте в качестве маркирующих систем используются отдельно плывущие льдины и бревна. Основное различие этих вариантов аэрогидрометрического способа заключается в степени детальности маркирования водной поверхности. Хотя второй вариант обладает избыточной детальностью, он не может быть принят в качестве основного, так как в силу объективных причин может применяться только в кратковременные периоды ледохода и лесосплава. При использовании искусственных поплавков деятельность по ширине реки определяется количеством сбрасываемых поплавков, а по длине участка она зависит от количества и взаиморасположения сбросных створов, частоты съемок последовательных положений поплавков, скорости течения и ряда других факторов. Ниже описаны оба варианта способа.

Для получения плана поверхностных скоростей течения по поплавкам необходимо иметь фотоплан и топлан участка работ. Это позволит наметить створы сброса поплавков, а также рассчитать масштаб аэрофотосъемки. При отсутствии таких материалов для этой цели можно использовать крупномасштабную топографическую карту. Расстояние между сбросными створами устанавливается по ориентировочным значениям скоростей течения в стрежневой части потока и числу съемок последовательных положений поплавков. При этом число повторных съемок поплавков одного сброса ограничивается не длительностью активного действия поплавков (способностью образовывать на поверхности воды интенсивное флюоресцирующее пятно), а характером распределения скоростей течения по ширине реки. Чем больше изменчивость скоростей течения по ширине реки, т. е. чем больше разница между стрежневыми и прибереговыми скоростями течения, тем меньшее число повторных съемок можно использовать. Этот вывод вытекает из следующего. К моменту первой съемки поплавки образуют на поверхности воды своеобразную эпюру распределения поверхностных скоростей течения по ширине реки, ординатами которой являются отрезки пути, пройденного поплавками за промежуток времени между сбросом поплавков и первой съемкой. При последующих съемках поплавков по мере увеличения интервала времени увеличивается разница между отрезками пути, пройденного поплавками в стрежневой части потока и на его периферийных участках, в результате чего эпюра распределения поплавков все более вытягивается вниз по течению реки. В некоторый момент времени эпюра оказывается вытянутой настолько, что уже не вмещается на один кадр аэрофильма. Практически съемки прекращают еще раньше, так как при вытягивании эпюры образуются так называемые карманы — примыкающие к берегам участки русла, не освещенные измерениями скоростей. Для прямолинейных участков русла оптимальное число повторных съемок 4—5. При перегибах русла, когда происходит сбой поверхностных струй течения к одному из берегов, а также при наличии застойных зон и обратных течений число повторных съемок рекомендуется ограничивать до 2—3. Увеличение числа съемок в таких случаях приведет к снижению детальности плана поверхностных течений.

При выборе масштаба аэрофотосъемки прежде всего учитывают ширину русла реки. Русло реки при съемке одиночными кадрами должно занимать не более двух третей ширины кадра, чтобы на аэрофотоснимке изобразились оба берега русла. При этом следует учитывать, что существует предельный масштаб съемки ураниновых поплавков, который определяется их дешифрируемостью. Чем мельче масштаб съемки поплавков, тем хуже они дешифрируются. Кроме того, на дешифрируемость поплавков влияет турбулентность потока и мутность воды. В турбулентном потоке за счет перемешивания по глубине резко уменьша-

ется концентрация красителя вокруг поплавков, а при повышенной мутности воды снижается контрастность пятна, образуемого поплавками. Еще больше ухудшается дешифрируемость поплавков при наличии пены на поверхности воды. Иногда из-за пены съемка планов течений становится вообще невозможной. В оптимальных условиях предельным масштабом съемки считается 1 : 10 000. При ухудшении условий съемки (высокая турбулентность и мутность воды) предельный масштаб снижается до 1 : 4000 — 1 : 5000. Если при рассчитанном масштабе русло реки не может быть захвачено одним кадром, съемку выполняют двумя или тремя кадрами с продольным перекрытием 50—60%.

Сброс и последовательные съемки поплавков рекомендуется начинать с нижнего створа. Тогда при переходе на следующий вышерасположенный створ отработавшие поплавки первого сброса не будут попадать в зону съемки. Сброс поплавков обычно осуществляется с высоты фотографирования, и лишь при выполнении работ в населенной местности в целях безопасности самолет снижают до высоты 50—100 м. Количество поплавков, сбрасываемых в одном створе, принимается таким же, как и при измерении расходов воды. Интервал времени между двумя последовательными съемками назначается минимальный. Фактически он определяется промежутком времени, необходимым для выполнения всех маневров самолета при переходе от одной операции к другой, например от начала сброса поплавков до начала первой съемки. Лишь при скоростях течения менее 0,5 м/с интервал допускается увеличивать.

После окончания авиаизмерений или перед их началом выполняют плановую аэрофотосъемку участка работ. Впоследствии материалы этой аэрофотосъемки используются при камеральной обработке авиаизмерений. Аэрофотосъемку выполняют и в том случае, когда фотоплан участка уже имеется, но получен для другого уровня воды.

Второй вариант способа получения планов поверхностных скоростей течения — по льдинам — значительно упрощает выполнение лотно-съемочных работ. Благодаря тому, что льдины маркируют водную поверхность одновременно на всем протяжении участка, отпадает необходимость проведения многократных съемок. Вполне достаточно ограничиться двумя. Съемки выполняют маршрутным способом вдоль русла. Для этого предварительно на основе крупномасштабной карты русло реки на участке работ разбивают на сравнительно прямолинейные отрезки, съемку которых можно проводить одним маршрутом, не меняя курса. Концы соседних маршрутов должны перекрываться друг другом. Масштаб съемок должен быть таким, чтобы на всех маршрутах фиксировались оба берега русла. При этом даже при сравнительно мелком масштабе съемки (на широких реках) льдины благодаря своей контрастности очень хорошо дешифрируются на фоне воды.

В целом можно констатировать, что использование в качестве маркирующих систем пльвущего льда значительно упрощает и ускоряет проведение аэрогидрометрической съемки. Кроме того, благодаря покрытости льдинами всей водной поверхности русла представляется возможным получить вектора поверхностных скоростей течения практически в любой точке русла, и, следовательно, добиться максимальной освещенности измерениями исследуемого участка.

## 1.2. Камеральная обработка материалов и формы представления информации

Камеральная обработка материалов авиаизмерений при съемках планов поверхностных скоростей течения имеет много общего с камеральной обработкой авиаизмерений расходов воды. В частности, полностью совпадают подготовительные работы — дешифрирование и нумерация поплавков, выбор опорных береговых пунктов и т. п. Одинакова и методика перенесения изображений поплавков с аэронегативов на планшет.

Обычно камеральная обработка материалов авиаизмерений начинается с составления фотоплана (фотосхемы) участка работ. В отличие от обработки авиаизмерений расходов воды в данном случае эта операция является обязательной. Методика составления фотопланов и фотосхем подробно изложена в ряде специальных учебных пособий, поэтому останавливаться на ней здесь не будем.

С фотоплана или фотосхемы на лист бумаги (планшет) или кальку переносят урезы воды и предварительно выбранные и опознанные на аэронегативах опорные береговые пункты (трансформационные точки). Затем одним из известных способов с аэронегативов на планшет переносят первое, второе и т. д. положения поплавков. Соединив изображения идентичных поплавков, на планшете получают траектории перемещения поплавков. У каждого отрезка траектории выписывают поверхностную скорость течения, рассчитанную по длине отрезка (с учетом масштаба планшета) и интервалу времени между двумя смежными съемками. В результате получается план поверхностных скоростей течения в траекториях перемещения поплавков. Пример такого плана показан на рис. 1.1. Для большей наглядности и удобства проведения анализа распределения скоростей рекомендуется все построения выполнять непосредственно на фотоплане участка.

Построение планов течений в траекториях перемещения поплавков является одной из простых форм первичной обработки данных авиаизмерений, позволяющих наиболее полно и в компактном виде представить результаты. Такие планы течений можно использовать для любых других расчетов, не прибегая

к полевым материалам, так как информация последних представлена на них в суммарном виде.

Это не исключает использования других видов обобщения информации. Некоторые из них широко применяются на практике.

Планы поверхностных скоростей течения в изотахах (см. рис. 1.1) строят на основании фактических измерений скоростей течения в тех случаях, когда количество измерительных точек

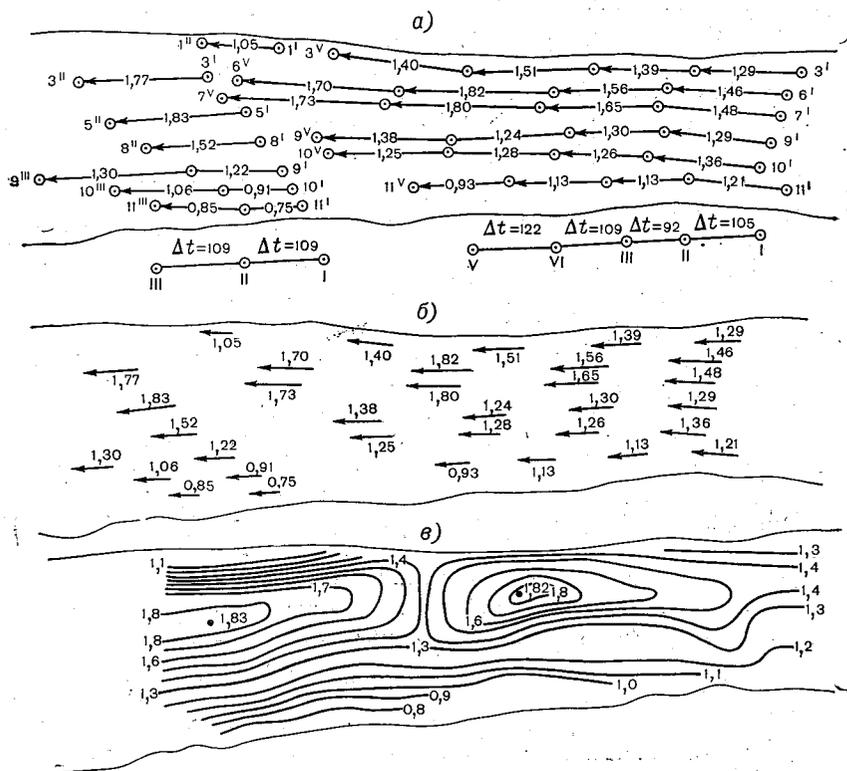


Рис. 1.1. План поверхностных скоростей течения в траекториях поплавков (а), векторах скоростей (б) и в изотахах (в).

достаточно для наведения изолиний. В отдельных наиболее характерных точках указывается векторами направление течения.

Планы поверхностных скоростей течения могут быть представлены и в векторной форме (см. рис. 1.1). В этом случае на плане участка реки строят в заданном масштабе вектора скоростей течения, осредненные за время между съемками. За начало векторов принимают точки, соответствующие серединам траекторий поплавков.

### 1.3. Специфика применения аэрогидрометрического способа на реках зоны БАМа и рекомендуемые параметры авиаизмерений

На методику летно-съёмочных работ существенное влияние оказывают особенности гидрометеорологического режима изучаемой территории.

Большинство рек зоны БАМа относится к водотокам горного и полугорного типа с весенне-летними паводками. Наивысшие подъемы уровня воды чаще всего приурочены именно к периодам летних дождевых паводков, когда авиационные работы затруднены из-за неблагоприятных условий погоды.

Существенные трудности при выполнении аэрогидрометрических работ на реках зоны БАМа связаны с орографией местности. Высокие, поросшие лесом склоны речных долин ограничивают маневренность самолета, лимитируя минимальную высоту аэрофотосъемки и увеличивая время, необходимое для выполнения разворотов самолета при авиаизмерениях. В этих условиях для обеспечения необходимого масштаба съемки предлагается использовать среднефокусные аэрофотоаппараты — с фокусным расстоянием 100 или 200 мм.

Для рек зоны БАМа характерны значительные скорости течения и большая их изменчивость по длине потока, обусловленная чередованием плесовых и перекатных участков. Серьезные затруднения при выполнении авиаработ связаны также со значительной извилистостью рек. Каменистое ложе и большие продольные уклоны русла вызывают повышенную турбулентность течения. Высокая турбулентность потока приводит к интенсивному размытию пятен красителя вокруг поплавков, что снижает их дешифрируемость. Для повышения дешифрируемости поплавков рекомендуется производить аэрофотосъемку в более крупном масштабе, а также применять нестандартные ураниновые поплавки, дающие пятно с более высокой степенью концентрации красителя.

Отличительной чертой большинства участков прижимов является значительная криволинейность русла в плане. На некоторых участках при ширине русла 150—200 м радиус его кривизны составляет 0,4—0,8 км. Это приводит к появлению поперечной циркуляции, следствием чего является сбой поплавков к вогнутому берегу. В этом случае для обеспечения детальности планов течений необходимо увеличивать число сбросных створов.

Обобщение опыта получения планов поверхностных скоростей течения на реках территории БАМа дает возможность конкретизировать требования к выполнению отдельных операций летно-съёмочного процесса и уточнить оптимальные значения основных параметров авиаизмерений.

Аэрофотосъемка поверхностных скоростей течения в период

ледохода выполняется вдоль реки. Масштаб аэрофотосъемки определяется шириной русла. Наибольшая протяженность участка, в пределах которого производится маршрутная съемка, определяется в зависимости от скорости течения в следующих пределах.

Скорость течения, м/с	Протяженность участка, км
1—2	1,5—2,0
2—3	1,0—1,5
3—4	0,5—1,0

Интервал времени между повторными съемками при этих условиях не будет превышать 100—120 с, что соответствует минимальному времени маневра самолета Ан-2.

При скорости течения более 3 м/с и масштабе съемки мельче 1:5000 авиаизмерения течения по плывущим льдинам могут быть выполнены сразу вдоль всего участка измерения путем однократной аэрофотосъемки с 85 %-ным продольным перекрытием. При камеральной обработке в этом случае используются пары кадров маршрута, имеющие 20 %-ное перекрытие, т. е. первый и пятый, второй и шестой и т. д., время между съемками которых составляет 25 с или более, что соответствует минимальному смещению изображений льдин 1 см.

Этот способ съемки может быть применен и при работе с искусственными поплавками одного сброса в зоне их перемещения, если из-за большой скорости течения при последовательных заходах самолета на съемку пути перемещения поплавков будут нежелательно велики.

Для выполнения авиаизмерений последовательными съемками поплавков, сбрасываемых по отдельным створам, рекомендуются следующие значения параметров летно-съемочного процесса:

- 1) расстояние между сбросными створами должно быть равно произведению среднего времени действия поплавков (600—700 с) на среднюю поверхностную скорость течения (определяется ориентировочно);
- 2) интервал времени между последовательными съемками должен быть равен минимальному времени, необходимому для разворота самолета в данных условиях (100—120 с);
- 3) количество поплавков по ширине реки — не менее 10 штук;
- 4) оптимальный масштаб съемки 1:4000 — 1:5000, предельно мелкий 1:10 000.

#### 1.4. Основные результаты работ

Начиная с 1975 г. Государственный гидрологический институт развернул экспедиционные работы по изучению гидрометеоро-

логического режима территорий, прилегающих к трассе Байкало-Амурской железнодорожной магистрали. К аэрогидрометрическим работам подключились также управления Госкомгидромета, по чьей территории проходит трасса БАМа, — Забайкальское и Дальнего Востока. Исследования были подчинены задаче гидрометеорологического обеспечения проектирования, строительства и эксплуатации БАМа. Составной частью работ по гидрологическому обследованию трассы явилось получение планов поверхностных скоростей течения на участках прижимов и мостовых переходов. Авиаизмерения поверхностных скоростей течения выполнялись в весенне-летние периоды 1975 и 1976 гг., в общей сложности на 42 участках прижимов и мостовых переходов. В западной части зоны БАМа (г. Нижнеангарск — с. Чара) измерения производились на 11 участках, в центральной (с. Чара — г. Тында) — на 19 участках и в восточной (г. Тында — г. Комсомольск-на-Амуре) — на 12 участках. За два года для этих участков получено 86 планов поверхностных скоростей течения. Авиаизмерениями в основном освещены меженные и средние паводочные уровни.

Наибольший объем работ выполнен на центральном участке БАМа. Его протяженность 630 км. Этот участок является одним из наиболее сложных как для проектирования и строительства, так и в гидрологическом отношении. Трасса железной дороги проходит здесь в условиях горной и полугорной местности. Естественно, что она тяготеет к долинам рек. На долины рек Нюкжи, Олекмы, Хани и Геткана приходится более половины общей протяженности участка. Значительную долю занимают участки мостовых переходов и прижимов. В связи с этим получение планов поверхностных скоростей течения приобрело массовый характер. В этих условиях отчетливо проявились все преимущества аэрогидрометрического способа: оперативность, надежность, возможность выполнения большого объема работ при малом числе исполнителей.

За два года для рек центрального участка получено 40 планов поверхностных скоростей течения — на 3 участках мостовых переходов и 16 участках прижимов. Работы проводились в разные фазы гидрологического режима: в период летней межени, во время ледохода и при прохождении дождевых паводков. Представляют интерес следующие характеристики объектов и авиаизмерений. Длина участков рек, для которых построены планы поверхностных скоростей течения, колеблется от 1 до 6 км, ширина русла на участках измерений — от 110 до 460 м.

Максимальная скорость течения, зарегистрированная при авиаизмерениях, составляет 3,68 м/с.

В окончательном виде планы поверхностных скоростей течения представляют собой фотопланы участков с нанесенными на них траекториями пути поплавков и эпюрами распределения поверхностных скоростей течения по ширине реки (рис. 1.2).

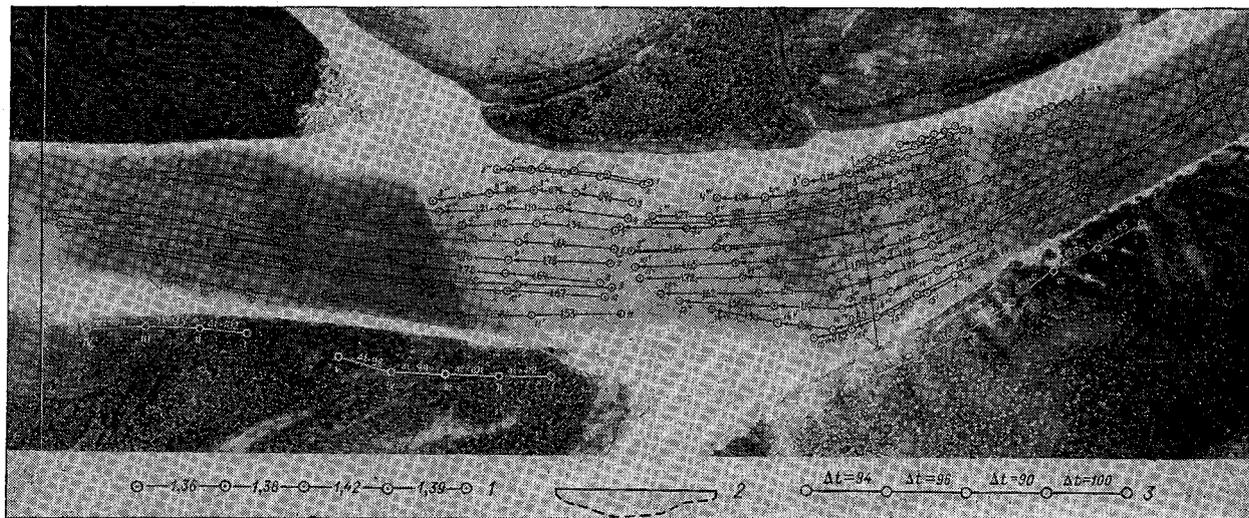


Рис. 1.2. Фотоплан поверхностных скоростей течения на одном из прижимов р. Олекмы.  
 1 — траектория перемещения поплавка со значениями поверхностной скорости течения в метрах в секунду; 2 — эпюра распределения поверхностных скоростей течения по ширине реки; 3 — интервалы времени между съемками поплавков каждого сброса.

## 1.5. Оценка качества материалов авиаизмерений

Точность воспроизведения картины пространственного распределения поверхностных скоростей течения почти полностью определяется детальностью съемки и погрешностями методики их измерения.

Количественными характеристиками детальности съемки являются плотность измерительных точек (количество точек, приходящееся на единицу площади водной поверхности) и погрешности пространственной интерполяции скоростей. Значения этих характеристик взаимосвязаны: чем сложнее структура поля поверхностных скоростей, чем мельче ее отдельные элементы, тем больше пунктов измерений требуется для его фиксирования с заданной относительной погрешностью.

Требования к детальности съемки необходимо соотносить с точностью и спецификой метода измерения. Следует иметь в виду, что в процессе съемки относительно надежно выявляются только те структурные элементы кинематики, полуамплитуда которых по крайней мере в 3 раза превышает среднее квадратическое отклонение результата измерения.

При использовании в качестве метода измерения поплавкового способа (в том числе и его авиационного варианта) приходится, кроме того, считаться с его пространственно-временным характером, в результате чего предельная детальность съемки всегда заранее ограничена базисом осреднения скоростей (вектором траектории движения поплавка).

Исходя из этих положений и учитывая специфику гидрологических и технических условий выполнения работ, качество планов поверхностных скоростей рек зоны БАМа можно оценить следующим образом.

Основное влияние на формирование суммарной погрешности измерения скорости течения ( $\sigma_{\Sigma}$ ) оказывает в рассматриваемом случае точность определения масштаба, вычислявшегося по данным барометрического высотомера. В связи с этим среднее квадратическое отклонение результата измерения скорости течения практически не зависит от пути смещения поплавков и приблизительно равно 5—6 %. Подчеркнем, что этой погрешностью характеризуется точность определения осредненного значения поверхностной скорости в пределах единичного вектора траектории поплавка. Если же значение этой скорости приписывается конкретной точке пространства, то это влечет за собой дополнительную погрешность, связанную с особенностями структуры поля поверхностных скоростей ( $\sigma_c$ ).

Для рек территории БАМа наиболее общей причиной неравномерности течения являются периодические сжатия и расширения потока микро- и мезоформами руслового рельефа.

Структурные элементы поля скоростей, обусловленные микроформами, характеризуются амплитудой до 20 % скорости те-

чения и шагом до 5—7 средних глубин потока в паводочный период. Следовательно, даже на сравнительно крупных реках территории, таких, например, как Олекма, их линейные размеры не превышают 50—80 м и повсеместно как минимум в 1,5—2 раза меньше единичного вектора траектории поплавка. Поэтому на планах поверхностных скоростей эти структурные элементы, как правило, не отражены. Погрешность же, связанная с ними, может достигать 5 % ( $\tilde{\sigma}_{\sigma_1} = 5 \%$ ).

Высота мезоформ руслового процесса на реках территории БАМа составляет обычно 0,3—0,4  $H$  ( $H$  — средняя глубина паводочного потока 10 %-ной обеспеченности), а длина — от 4 до 6 ширин русла, что составляет как минимум 400—600 м.

В связи с этим структурные элементы поля скоростей, связанные с мезоформами, прослеживаются на планах вполне удовлетворительно, а структурная погрешность ( $\sigma_c$ ), связанная с ними, обычно не превышает 2—3 %.

## ИЗУЧЕНИЕ НАЛЕДЕЙ ЗОНЫ БАМА ПО МАТЕРИАЛАМ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК

В зоне Байкало-Амурской железнодорожной магистрали широкое распространение имеют специфические природные образования — наледи. Это массивы слоистого льда, формирующиеся зимой за счет атмосферных, поверхностных и подземных вод на поверхности горных пород, почв, льда а также в крупных полостях земной коры [59].

Наледи наиболее широко распространены в горных районах, занимающих ббльшую часть территории, и приурочены, как правило, к русловым и пойменным участкам речных долин, основаниям конусов выноса, высоким террасам и пр. Большое число наледей образуется при возведении инженерных сооружений (автомобильных и железных дорог, мостов, насыпей, дамб, зданий и пр.) в результате нарушения естественной мерзлотно-гидрогеологической обстановки.

Наледи образуются под влиянием большого числа взаимосвязанных факторов природной среды. Однако они сами, однажды возникнув, оказывают влияние на последнюю и играют существенную роль в жизни и деятельности человека. Необходимость защиты инженерных сооружений от вредного воздействия наледных процессов приводит к большим затратам средств, материалов, техники и людских ресурсов. Наибольший вред приносят наледи автомобильным и железным дорогам. Расходы на противоналедную борьбу в стране в общей сложности исчисляются десятками миллионов рублей.

Наледные процессы активно участвуют в формировании водного режима, ресурсов поверхностных и подземных вод, теплового, химического и твердого стока рек, морфологии, микроклимата и растительности речных долин, состава и строения рыхлых отложений и т. п. Наледи используются в качестве индикаторов при поисках месторождений пресных подземных вод и как прямые показатели при оценке их запасов, как косвенные показатели мерзлотно-гидрогеологического и геотектонического строения местности, как косвенный признак наличия некоторых полезных ископаемых и пр.

Исходная информация о наледях и наледных процессах в зоне БАМа в настоящее время крайне необходима при решении широкого круга практических и научных задач. В то же время работники многочисленных производственных, проектных и научно-исследовательских организаций не располагают подобной

информацией. Сведения о наледях зоны БАМа чрезвычайно скудны, отрывочны, сосредоточены в большом числе опубликованных работ и фондовых материалах и поэтому практически недоступны для использования. Зачастую они не обладают необходимой надежностью.

Повсеместное присутствие наледей на обширной территории зоны БАМа, малая обжитость региона, отсутствие постоянных транспортных магистралей, большая динамичность наледных процессов затрудняют изучение этих уникальных образований наземными средствами. Поэтому в исследовании наледей важное место отводится аэрокосмическим методам. На основе аэрокосмической информации можно определить: количество наледей, их местоположение и основные морфологические характеристики, многолетнюю изменчивость размеров наледей, динамику образования и таяния наледей в зимне-весенний период. Рассмотрим более подробно основные методические приемы использования аэрометодов для составления каталога наледей только подземных вод, изучения динамики таяния наледного массива и морфологии наледного ложа.

## **2.1. Методика получения и обработки исходной информации для определения характеристик наледей**

Основное методическое требование к аэрофотосъемочным работам заключается в том, что получаемые при этом материалы должны давать возможность уверенно опознать наледь и определить ее параметры. Кроме того, желательно, чтобы на аэрофотоснимках наледи были зафиксированы при наибольшем их развитии. Именно поэтому аэрофотоснимки съемок прошлых лет, полученные во второй половине теплого сезона года, когда наледное тело уже стаяло или от него остались небольшие поля льда, часто не могут быть использованы для составления каталога наледей. Сроки проведения аэрофотосъемок в целях картографирования наледей должны выбираться с учетом времени схода снежного покрова и состояния наледей. Оптимальным сроком для картографирования наледей является вторая половина весны, когда поверхность земли уже освободилась от снега, но наледи еще сохраняют свои наибольшие размеры. Наилучших результатов можно добиться, выполняя аэрофотосъемку в первые 10 дней после схода снежного покрова. Однако на практике, когда речь идет о съемках наледей в обширном районе, приходится учитывать неодновременность схода снежного покрова. Для зоны БАМа в целом и даже для отдельных ее участков характерна высотная поясность таяния снега, что вызывает расхождения в сроках схода снежного покрова в котловинных и горных частях водосбора до двух месяцев. При выборе масштаба съемки необходимо соблюсти два противоречивых условия. С

одной стороны, для надежного дешифрирования наледей желательно иметь снимки в наиболее крупном масштабе. С другой стороны, для того чтобы сфотографировать наледи в крупном масштабе даже на водосборе средней реки, потребуется летно-съёмочное время, намного превышающее длительность полного стаивания наледей. В итоге одна часть водосбора будет снята при наибольшем развитии наледи, другая часть — при полностью растаявших наледях. Поэтому приходится выбирать какой-то средний масштаб съёмки, позволяющий выполнить ее при относительно одинаковой стадии развития наледей на всем исследуемом водосборе и обеспечивающий надежное дешифрирование основных контуров наледи на аэрофотоснимках. Опыт предшествующих исследований показал, что для рек зоны БАМа оптимальным для картографирования наледей является масштаб 1 : 50 000.

Важным при организации полевых аэрофотосъёмочных работ является вопрос выбора участка съёмки. Поскольку речь идет о гидрологическом изучении зоны БАМа, то по-видимому, при выборе участка съёмки целесообразно соблюдать бассейновый принцип. Это позволит производить всевозможные расчеты с учетом имеющихся гидрологических характеристик как для частных водосборов, так и для полных бассейнов отдельных рек. В дальнейшем сведения о наледности водосборов рек можно использовать для региональных исследований и для частных инженерных решений.

Камеральная обработка полученных материалов проводится в несколько этапов. На первом этапе выполняется обнаружение на аэрофотоснимках всех имеющихся на исследуемом участке наледей. Для этого используется контактная печать, репродукция накидного монтажа или свободная фотосхема, а если имеется, то и фотоплан. Если аэрофотосъёмка выполнена в оптимальные сроки, то процесс обнаружения наледей не встречает больших затруднений и их местоположение определяется достаточно уверенно по контрастному тону в изображении льда. Сходные по фотоизображению озера, покрытые льдом, отличаются от наледей местоположением, не связанным с руслами рек и ручьев, и более сложной формой контуров изображения.

Материалы аэрофотосъёмки позволяют выявить только те наледи, которые имеют размеры, соответствующие отображению их в определенном масштабе съёмки. Так, по съёмке в масштабе 1 : 50 000 надежно опознаются наледи площадью более 5000 м<sup>2</sup>.

Второй, сравнительно простой, этап обработки заключается в перенесении местоположения выявленных наледей с аэрофотоснимка или фотосхемы участка на картографическую основу и определении их высотного положения над уровнем моря, а также планового расположения по длине водотока (расстояние от устья). Средняя квадратическая ошибка определения высотно-

го положения наледей, главной причиной возникновения которой является неточность привязки местоположения наледи к крупномасштабной карте, составляет 25—30 м для горных участков с уклонами более 40—45° и 10—15 м для относительно равнинной местности. Ошибка определения местоположения наледи в плане в среднем равна 100 м.

На третьем этапе камеральной обработки выполняется дешифрирование наледей и определение их морфометрических характеристик. Это наиболее сложный и трудоемкий этап. Прежде всего необходимо уточнить масштаб фотоизображения. При этом возможны два случая:

1) на фотоснимке или фотосхеме отображена только одна наледь;

2) на фотосхеме зафиксировано большое количество наледей.

В первом случае масштаб фотоизображения уточняют путем сравнения идентичных отрезков на фотоизображении и на крупномасштабной топографической карте. Во втором случае сначала для нескольких отрезков местности на контактных отпечатках определяют частные масштабы съемки ( $m$ ) и высоту местности над уровнем моря по крупномасштабным картам, а затем по формуле

$$H = fm \quad (2.1)$$

вычисляют высоту съемки ( $H$ ) в метрах над каждым отрезком местности, для которого определяют частный масштаб снимка, по известному фокусному расстоянию ( $f$ ). Высоту съемки над уровнем моря для каждого из этих отрезков определяют путем суммирования их высотного положения на местности и высоты аэрофотосъемки. Осредняя полученные величины, определяют уточненную высоту съемки. Масштаб фотоизображения каждой наледи вычисляют по отношению разности высот съемки и наледи к фокусному расстоянию. Далее необходимо выполнить дешифрирование контуров наледей. После дешифрирования определяют площадь и длину наледей. Площади наледей могут быть определены разными приемами в зависимости от наличия в распоряжении исполнителя измерительных приборов и вида фотоматериалов. При использовании негативов или фотосхем границы наледей переносят на кальку, а изображение наледи заливают тушью. Площадь зачерненной фигуры наиболее быстро и точно можно определить электронным планиметром [21]. При использовании контактных отпечатков площадь наледи определяют непосредственно по аэрофотоснимку, минуя процесс калькирования. Этот способ применяют в тех случаях, когда разница между отдешифрированными средними многоугольными границами наледи и ее границами на день аэрофотосъемки была незначительной, что характерно для вытянутых в длину наледей, расположенных преимущественно в горной части бассейна.

Длину наледей определяют по аэрофотоснимку как расстояние

(через геометрический центр наледи) от верхнего до нижнего ее концов. Среднюю ширину каждой наледи рассчитывают как частное от деления их площади на длину.

Ошибки определения площади, длины и средней ширины наледей зависят главным образом от погрешностей аэрофотосъемочного процесса и надежности дешифрирования границ наледных тел по аэрофотоснимкам. При уверенном дешифрировании, особенно в тех случаях, когда средние многолетние границы и границы льда на день съемки различаются несущественно, средние квадратические погрешности определения площади составляют 10 %, длины — 5 %. В редких случаях указанные характеристики получают с большими погрешностями, значения которых можно установить лишь при сравнении с результатами наземных обследований.

Определение мощности наледей, а следовательно, и их объема возможно дистанционными методами: стереоскопическим; путем фотографирования специальных вех, устанавливаемых в пределах наледных полей; путем стереофотограмметрических измерений толщины льда вдоль кромки водотоков, разрезающих наледь до основания в теплое время года; аэрорадиолокационной съемкой.

Наиболее информативным является стереоскопический способ, в соответствии с которым толщину льда получают при совмещении крупномасштабных аэрофотоснимков с наледным телом и наледной поляной (когда лед стаял). Точность результата зависит от размеров наледи, наземного топографического обоснования, а также от используемой аэрофотосъемочной и фотограмметрической аппаратуры. Существующие приборы и оборудование позволяют определить толщину льда в «точке» с погрешностью 10 см. Точность определения средней мощности наледи стереофотограмметрическим способом зависит от числа «точек наблюдений» ( $n$ ):

$$\sigma_{\bar{H}} = \frac{\sigma_{H_i}}{\sqrt{n}} \approx \frac{10 \dots 20}{\sqrt{n}}, \quad (2.2)$$

где  $\sigma_{\bar{H}}$  и  $\sigma_{H_i}$  — средние квадратические погрешности соответственно средней мощности наледи и мощности в «точке».

Основное достоинство стереофотограмметрического способа заключается в том, что несмотря на относительно невысокую точность измерения мощности льда в «точке» среднюю мощность наледи можно получить с необходимой погрешностью.

Меньше информации дает фотографирование специальных наклонных и вертикальных реек, поскольку из-за трудоемкости изготовления и установки можно использовать ограниченное их количество. По оценке Г. М. Лукашенко, погрешность отсчетов по таким рейкам составляет несколько сантиметров [37].

По аэрофотоснимкам возможно определение толщины льда и в том случае, если наледь в теплое время года уже разрезана

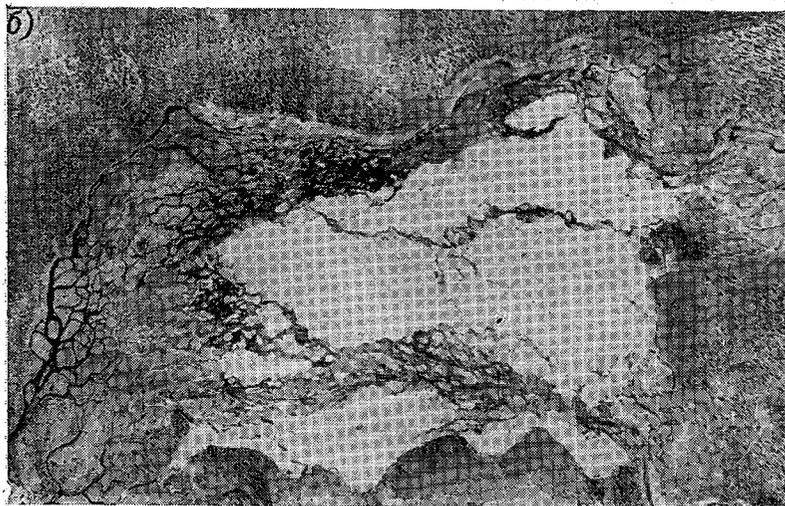
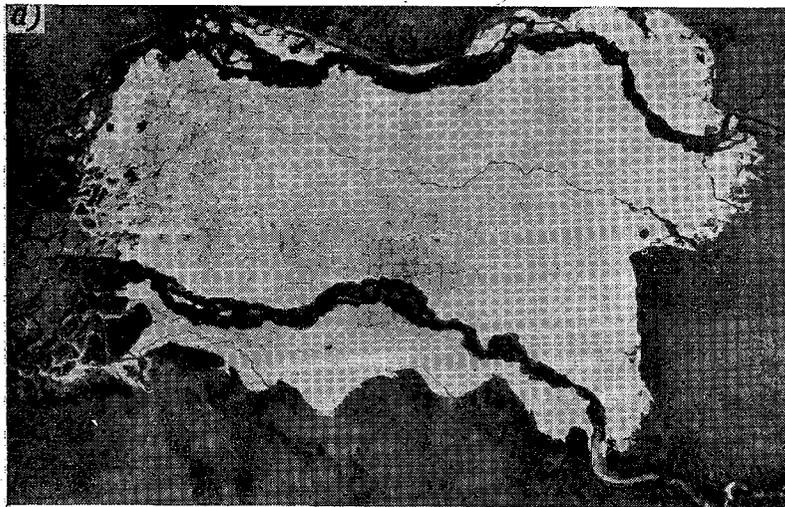


Рис. 2.1. Фотоизображения наледи на р. Мурурине в период ее таяния  
в 1975 г.  
а — 16.VI, б — 18.VII.

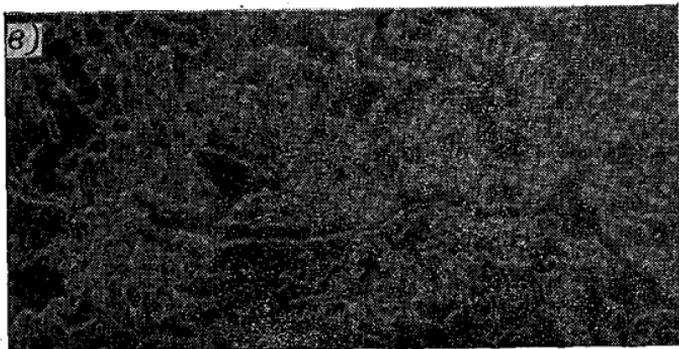
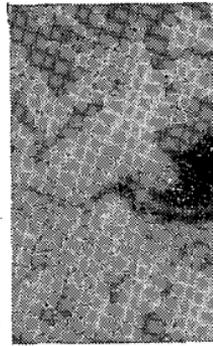
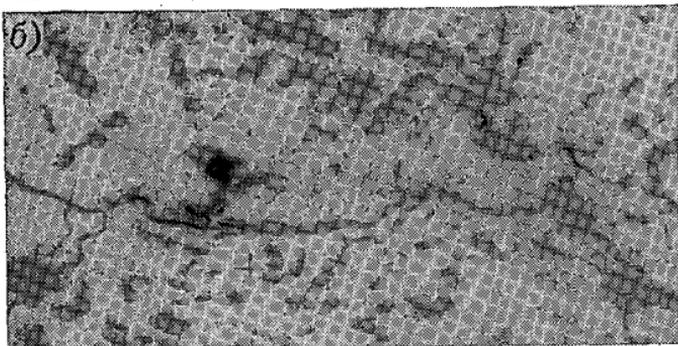
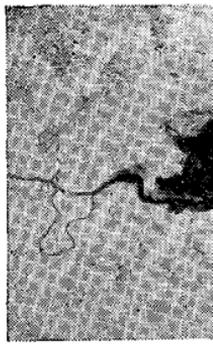
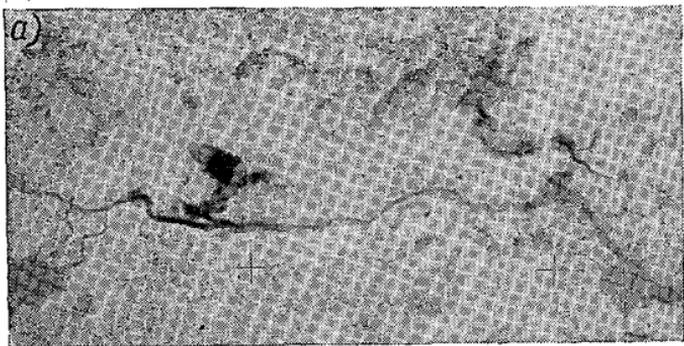
водотоками до основания. Измерения выполняют с помощью стереофотограмметрических приборов с погрешностью в 5—15 % в зависимости от масштаба съемки [46]. Однако в этом случае в результате измерений требуется ввести поправки: 1) на разницу в средних мощностях льда по обнажению и всей наледи в день съемки; 2) на разницу в средних мощностях наледи на начало таяния и на дату съемки. Для определения значений этих поправок необходимо провести методические полевые и камеральные исследования.

Аэрорадиолокационная съемка для измерения толщины льда наледи в настоящее время разработана в импульсном варианте. Основанием для применения этого способа является тот факт, что лед для электромагнитных волн является средой полупрозрачной. Поэтому в данном варианте толщина льда является производной величиной от времени прохождения радиоволны фиксированной частоты. В специально сконструированной установке производится генерирование импульсов и фиксирование времени запаздывания между импульсами, отраженными от верхней и нижней границ льда. Неотъемлемым условием применения данного метода является отсутствие воды на поверхности наледи и воздушных пустот внутри наледного тела. По данным экспериментальных измерений толщины ледяного покрова рек аэрорадиолокационным импульсным методом и по наземным измерениям, погрешность измерения мощности льда в «точке» не превышает 10 см [64].

Указанные выше методы связаны с применением сложной, дорогостоящей и потому практически недоступной аппаратуры, что существенно ограничивает возможности применения их при массовых определениях толщины наледей.

В связи с изложенным при изучении наледей в настоящее время широко используются связи объемов наледей с их площадями, выявленные О. Н. Толстихиным [58] и Б. Л. Соколовым [57]. Рассматриваемая связь отражает одну из общих закономерностей формирования наледей независимо от их географического положения на территории многолетней мерзлоты и с теоретической точки зрения основана на общности морфологического строения наледных полей, а следовательно, и самих наледей. Относительные средние квадратические ошибки расчета объемов отдельных наледей составляют около 35 %. Мощность наледей определяется как частное от деления их объема на площадь.

Чрезвычайно эффективно использовать ряд последовательных аэрофотоснимков для изучения динамики наледей в теплое время года, оценки термоэрозионного разрушения льда и т. п. (рис. 2.1). Даже непосвященному в тонкости дешифрирования ясно, насколько сложно строение наледного тела и как ощутимо изменяется наледь под термоэрозионным воздействием водного потока.



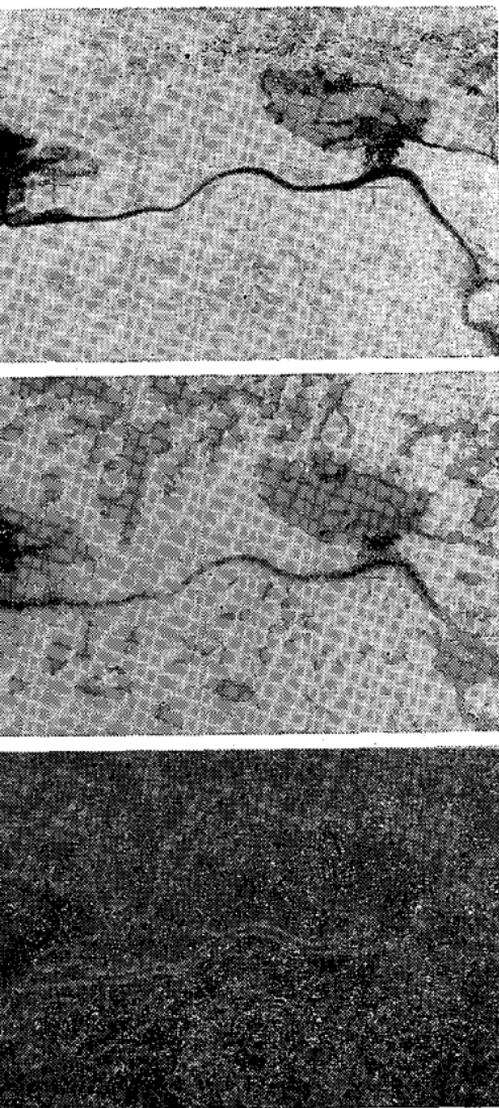


Рис. 2.2. Результаты обработки фрагментов изображений поверхности наледного тела на аналогоэлектронном аппарате «Квант» за 8.VI (слева) и 16.VI (справа) 1975 г.

*a* — исходные аэрофотоснимки; *б* — квантованные изображения; *в* — изображения с выделенными контурами.

Аэрофотосъемка представляется перспективной и при изучении состояния поверхности тающих наледей в целях установления закономерностей их таяния и водоотдачи, трансформации гидрографа водоотдачи в гидрограф наледного стока, процессов аккумуляции и стекания талых наледных вод и т. п. Крупномасштабные аэрофотоснимки дают возможность достаточно надежно определить для всей наледи соотношение площадей, занятых относительно «сухими» повышениями и заполненными водой понижениями (рис. 2.2), строение и количественные характеристики микроручейковой сети, объем талой воды на дату съемки и т. п.

## 2.2. Вопросы дешифрирования наледей на аэрофотоснимках

При дешифрировании наледей следует различать дешифрирование границ наледного массива и наледного ложа. Дешифрирование контуров наледного массива не вызывает затруднений, так как его изображение на аэрофотоснимке всегда получается достаточно контрастным. Однако наледный массив по своей природе является неустойчивым образованием, поэтому морфометрические характеристики принято определять для наледного ложа. Наледное ложе формируется в результате многолетнего воздействия наледи на дно и склоны долины реки или ручья. Так как наледи практически всегда возникают в одном и том же месте, в большинстве случаев наледное ложе имеет выраженные границы, характеризующие среднее многолетнее положение наледи в стадии ее максимального развития. Именно эти границы и необходимо дешифрировать на аэрофотоснимках.

В целях обработки дешифровочных признаков наледного ложа было выполнено выборочное полевое дешифрирование наледных полей в летне-осенний период на аэрофотоснимках и фотосхемах по району Верхнечарской котловины. Использовались материалы аэрофотосъемок в масштабах от 1 : 5000 до 1 : 50 000. При этом прослеживалось, как отображается граница наледного ложа, установленная путем наземного обследования, и на аэрофотоснимках различных масштабов, начиная от самого крупного и кончая самым мелким.

Граница наледного ложа в основном дешифрируется на аэрофотоснимках по различию фототоннов, которыми отображаются ложе и поляна, а также окружающий их ландшафт. Поэтому наибольшее внимание при наземном обследовании уделялось фиксации видов и состояния растительного покрова, описанию почв, рельефа и микрорельефа на участках по обе стороны от границы наледного ложа. Воздействие наледи на растительный покров сказывается как в видовом составе растительности, так и в ее развитии.

Наледные поляны, расположенные на равнинной местности, как правило, со всех сторон окружены лесом, лишь иногда к ним примыкают безлесные маревые участки. Но граница леса обычно не совпадает с границей наледной поляны. Исключение составляет случай, когда наледная поляна ограничена крутыми залесенными склонами долины и мало отличается по ширине от русла реки. Если же к руслу примыкает надпойменная терраса, по которой чаще всего и проходит граница леса, то вода часто «выплескивается» за пределы русла реки на террасу и заливает лес. В некоторых случаях наледь заходит в лес на большое расстояние. На Муруринской и Среднесауканской наледях лед проникает в лес на 200—250 м и более. При наземном обследовании это легко обнаруживается по отложениям солей на стволах деревьев. Мощность наледи на таких участках обычно не превышает 0,5—0,8 м; весной лед быстро тает, поэтому наледь практически не оказывает воздействия на растительный покров и деревья развиваются нормально, не отличаясь от дровостоя за пределами образования наледи. Поэтому на аэрофотоснимках, сделанных в конце мая — начале июня, когда лед на таких участках уже успевает растаять, граница наледной поляны совершенно не прослеживается и площадь ее при камеральном дешифрировании занижается.

Такие же трудности возникают при дешифрировании границ наледного ложа, когда к нему примыкают мари — кочковатые, заболоченные участки местности, поросшие низкорослым кустарником с отдельными угнетенными экземплярами деревьев. Бровка надпойменной террасы в таких случаях или совершенно не выражена, или имеет лишь незначительное превышение над поймой, поэтому она почти никогда не служит границей наледного ложа, а лишь отделяет друг от друга участки наледи с малой и большой мощностью льда. Глубина распространения наледи за пределами дна долины в основном определяется наклоном надпойменной террасы в сторону реки. На местности граница распространения наледи выражена очень слабо. Она может быть определена лишь по отсутствию некоторых видов растительности, чувствительных к воздействию льда. Так, например, совершенно не встречается на наледном ложе багульник болотный, в то же время на участках марей, не подверженных воздействию наледей, это широко распространенное растение. Однако установить границу наледного ложа по распространению такого рода растений можно только на крупномасштабных аэрофотоснимках (1 : 5000 и крупнее). В то же время при составлении каталогов наледей для больших регионов преимущественно используются материалы мелкомасштабной съемки (1 : 50 000 и 1 : 100 000). Поэтому при камеральном дешифрировании границы наледного ложа в таких случаях отождествляют с границами наледного массива, что иногда приводит к занижению площади наледного ложа.

В качестве иллюстрации вышеописанного на рис. 2.3 приведен сложный случай дешифрирования границ наледи, расположенной в днище Верхнечарской котловины (наледь на р. Среднем Сакукане в районе уроч. Чарские Пески). Среднесакуканская наледь является одной из крупнейших наледей Верхнечарской котловины. Она имеет хорошо выраженное наледное ложе, легко опознаваемое даже на летних снимках благодаря ограничивающим ее бровкам русла и дну, сложенному крупногальчатым материалом. Однако, как это видно на аэрофотоснимке за 29 апреля 1977 г., наледь в пору своего максимального развития выходит далеко за пределы наледной поляны, заливая прилегающие маревые и лесные участки. При этом общая площадь наледи увеличивается более чем в 2 раза. На втором аэрофотоснимке, за 16 мая 1977 г., наледный массив уже пол-

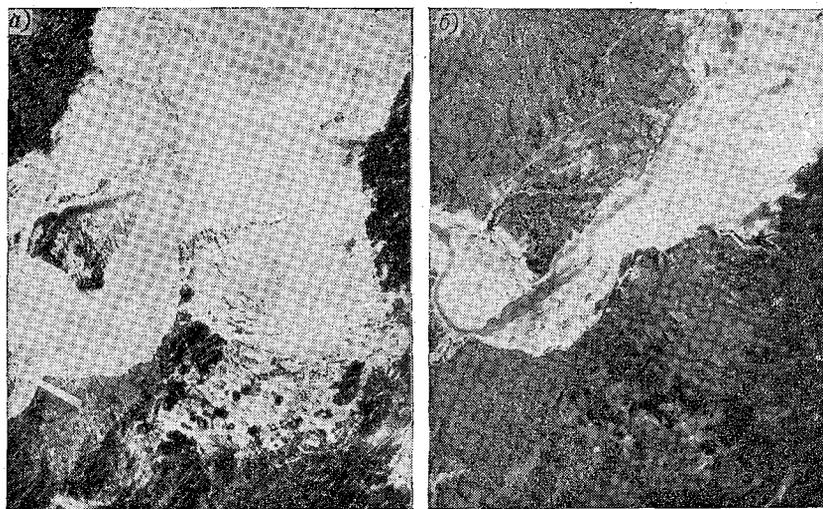


Рис. 2.3. Границы наледного тела на р. Среднем Сакукане на аэрофотоснимках за 29.IV (а) и 16.V (б) 1977 г.

ностью находится в пределах наледной поляны. Граница максимального развития наледного поля, перенесенная с предыдущего аэрофотоснимка, только на правом берегу совпадает с кромкой густого леса, что, по-видимому, объясняется наличием здесь уступа надпойменной террасы. На левом берегу она вначале пересекает массив густого лиственничного леса, а затем проходит по заболоченной местности с редколесьем. Открытые участки местности, а также участки с редколесьем, находящиеся в пределах границ максимального развития наледи, отличаются на снимке от таких же участков, но за пределами наледи,

только наличием эрозионных следов, оставленных ручейковой сетью, образующейся в период таяния наледи. Граница максимального развития наледи может быть проведена здесь только приближенно. На лесных же участках на снимке она вообще не выражена.

Наиболее уверенно дешифрируются границы наледного ложа в горных районах. Долины рек в горных районах, как правило, имеют V-образную форму, поэтому границами наледного ложа служат крутые склоны долины, резко отличающиеся на фото-изображении по цвету и фактуре от дна долины.

В целом по условиям дешифрирования границ наледного ложа все наледи можно разделить на три группы.

К первой группе относятся наледные ложа, границы которых четко дешифрируются как по рельефу, так и по растительности (рис. 2.4 а). Ошибки при определении площади наледного ложа по аэрофотоснимкам составляют не более 5 %. Большинство таких наледей имеют хорошо выраженную бровку. К этому типу относится большинство крупных, хорошо разработанных наледей на таких реках, как Апсат, Эбгах, Кемен, Наминга, Верхний и Нижний Ингамакит. Отличительным признаком наледей этого типа является то, что реки, на которых они образуются, имеют довольно узкую V-образную форму долины; наледное ложе в основном сложено галечником и валунами; растительность почти полностью отсутствует; ложе значительно вытянуто вдоль русла реки. На территории Верхнечарской котловины к этому типу можно отнести 40—45 % всех наледей.

Ко второй группе следует отнести наледные ложа, границы которых не могут быть отдешифрированы с уверенностью по всей длине (рис. 2.4 б). Ошибки определения площадей наледных полей составляет 5—10 %. Отличительной чертой наледей этой группы является явно выраженная грушевидная форма наледного ложа с большим количеством островов и протоков в его верхней части. К этой группе можно отнести наледные ложа на реках Икабьекан, Курунг-Юрях, Большая Икабья, Лурбун, Верхний Сакукан. Основным дешифровочным признаком наледей этого типа является наличие довольно хорошо выраженной границы по растительности, в то время как бровка русла часто отсутствует. Большей частью граница проходит на участках перехода от кустарничковой растительности к высокорослым кустарникам и густому лесу.

К третьей группе относятся наледные ложа, имеющие слабо-выраженные границы или местами вообще их не имеющие (рис. 2.4 в). Ошибки определения площадей достигают 20 % и более. Основными отличительными признаками наледей этой группы являются их овальная форма и отсутствие видимых водотоков, питающих наледь. Наледное ложе большей частью кочковатое, заросшее мхами и другой растительностью, окаймленное небольшими группами угнетенных или погибших деревьев. В рельефе

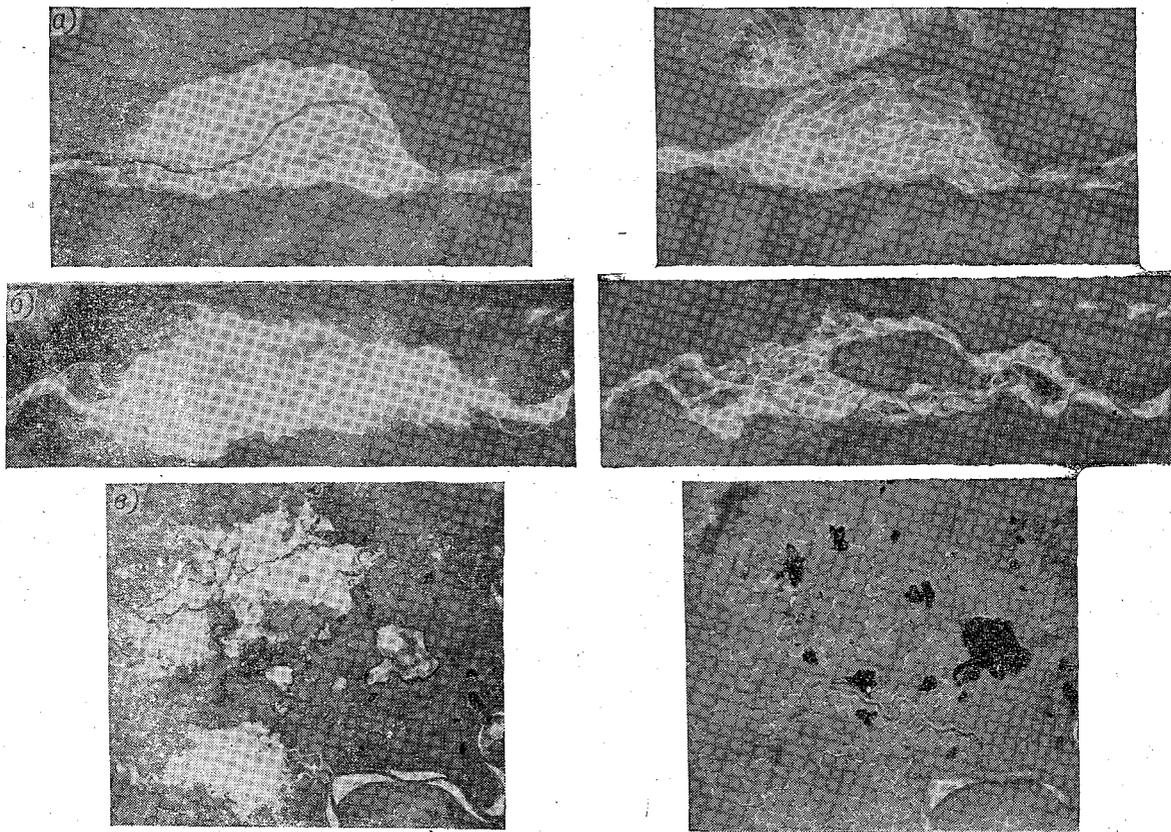


Рис. 2.4. Фрагменты аэрофотоизображений границ наледного ложа при наличии льда (слева) и его отсутствии (справа) для различных условий их дешифрирования.  
*a* — четкое дешифрирование границ; *b* — неуверенное дешифрирование границ; *v* — сомнительное дешифрирование границ.

такие наледные ложа совершенно не выражены, бровка отсутствует. Граница наледного ложа проходит в основном по линии перехода от кустарника к высокоствольному лесу, но очень часто наледь заходит и в зону леса. К данному типу относятся преимущественно небольшие наледы, расположенные в наиболее низких частях котловины.

В пределах Верхнечарской котловины примером данного типа могут служить наледы на реках Анарга, Тас-Юрях, Орто-Юрях, Юктокан, а также на руч. Салликит и оз. Арбакалир (около 15—20 % всех наледей).

### 2.3. Дешифрирование наледей по материалам космического фотографирования

Появление в последние годы искусственных спутников Земли и орбитальных космических кораблей с низколежащими орбитами открыло новые широкие перспективы в исследовании наледей, особенно в картографировании их на таких больших площадях, как зона БАМа. Нет необходимости раскрывать подробно, какие преимущества получает исследователь от использования большеобзорных снимков космического фотографирования. Перспективность их использования очевидна, хотя при дешифрировании границ наледей и наледных полей, безусловно, возникнет много проблем, которые надо будет разрешать с помощью данных наземных обследований, аэровизуальных полетов и аэрофотосъемок. Материалы космического фотографирования имеют большую степень генерализации. Поэтому при их использовании особенно важным является выбор времени съемки и вида съемочного материала, чтобы на снимке получить наибольшие контрасты в изображении наледи относительно окружающей местности. В значительной мере масштаб съемки будет определять ту минимальную площадь наледи, которую можно будет дешифрировать на снимке. Так, на снимках, полученных с ИСЗ «Метеор» (масштаб около 1 : 10 000 000), возможно дешифрирование наледи площадью более 2,0 км<sup>2</sup> (рис. 2.5). При этом по спутниковым телевизионным изображениям можно установить только факт наличия наледи площадью вышеуказанного размера. Определение морфометрических характеристик наледей по таким изображениям невозможно. Материалы фотографирования с орбитальных станций, космических кораблей и искусственных спутников Земли позволяют выполнять картирование наледей площадью более 5000 м<sup>2</sup>. Вопросам дешифрирования наледей по материалам космического фотографирования посвящен ряд работ А. П. Топчиева [60, 61], и поэтому целесообразно привести только результаты сопоставления материалов, полученных по аэрофотосъемке и космической съемке. Рассмотрены космические снимки по району Муйской котловины, для которого имелись материалы аэрофотосъемок, выполненных в различных масшта-

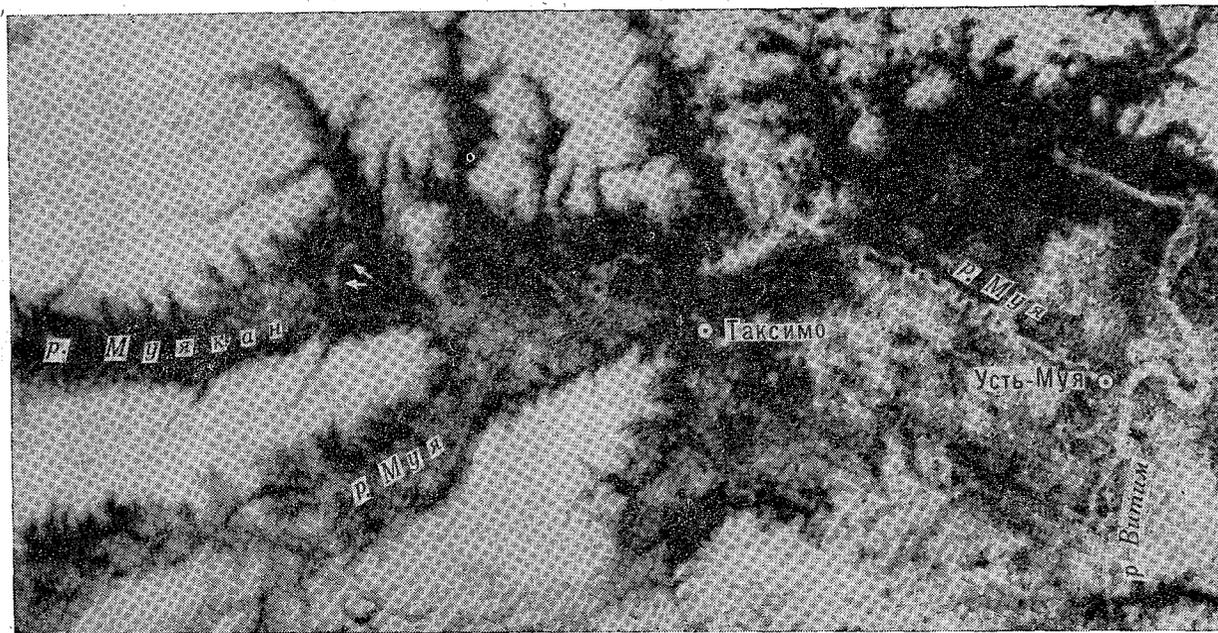


Рис. 2.5. Изображение наледей на снимке с ИСЗ «Метеор» за 18.IV 1979 г. (Стрелками указано местоположение наледи в Муйской котловине).

бах, дополненные наземными обследованиями. Космическая съемка была выполнена 22 мая 1974 г., поэтому можно считать, что зафиксированные ею наледи имеют максимальные размеры (для данного года), т. е. каждая наледь занимает всю наледную поляну. Аэрофотосъемка выполнена 11 июля 1976 г. К этому времени многие наледи, особенно расположенные на дне котловины, значительно уменьшились в своих размерах, поэтому площади наледного массива и наледного ложа для данной съемки в большинстве случаев не совпадают. Этот факт отразился на качестве сопоставления, так как пришлось сравнивать площадь наледного массива (на космическом снимке) с площадью наледного ложа (на аэрофотоснимке). Как известно, граница наледного ложа, а следовательно, и его площадь определяются с меньшей точностью, чем граница и площадь наледного массива. Тем не менее анализ материалов вполне допустим и в рассматриваемом случае дал положительные результаты. Прежде всего со всей очевидностью был установлен факт обнаружения наледей на материалах космического фотографирования. На рассмотренных снимках можно обнаружить все наледи площадью более 5000 м<sup>2</sup>.

Второй задачей анализа материалов космического фотографирования было установление возможности определения по космическим снимкам морфометрических характеристик наледей. На аэрофотоснимках, полученных в период частичного разрушения наледи, наледное ложе дешифрируется более или менее надежно. На космических же снимках (позитивах), полученных за аналогичные периоды, наледное ложе практически не дешифрируется. Поэтому для определения морфометрических характеристик наледей могут быть использованы только те космические снимки, которые были получены в период достижения наледями наибольших размеров, т. е. сразу же после схода снежного покрова с прилегающей к наледи местности. Проанализированные космические снимки удовлетворяют этому требованию. Как правило, общие контуры наледного ложа на аэрофотоснимке и на космическом снимке совпадают. Небольшие расхождения объясняются отчасти неточным дешифрированием на аэрофотоснимке границы наледного ложа (без льда), а отчасти тем, что наледный массив даже в пору своего максимального развития не всегда занимает все наледное ложе. Различные даты исходных снимков частично объясняют и несовпадение отдельных мелких деталей обоих изображений. В то же время само наличие мелких деталей изображения наледи на космическом снимке говорит о достаточной степени надежности дешифрирования.

Одной из важнейших морфометрических характеристик наледи является ее площадь. Чтобы оценить точность определения этой характеристики по космическим снимкам, выполнено сопоставление результатов определения площадей по аэрофотоснимкам и по космическим снимкам одних и тех же наледей, распо-

Таблица 2.1

**Сопоставление площадей наледей, определенных по аэрофотоснимкам  
и по материалам космического фотографирования**

Площадь наледи, тыс. м <sup>2</sup>		Разность относительно АФС	
аэрофотоснимок (АФС)	космический снимок	тыс. м <sup>2</sup>	%
1443	1450	7	0
410	370	-40	10
2983	2830	-153	5
30	50	20	67
18	30	12	67
294	260	-34	12
81	120	39	48
87	60	-27	31
448	429	-19	4
884	880	-4	0
310	240	-70	22
445	360	-85	19
125	90	-35	28
1324	1350	26	2
217	240	23	11
106	100	-6	6
78	100	22	28

Средние значения:

для наледей площадью менее 100 тыс. м <sup>2</sup>	53
для наледей площадью 100—500 тыс. м <sup>2</sup>	14
для наледей площадью больше 500 тыс. м <sup>2</sup>	2
для всех наледей	21

ложенных в Муйской котловине. Из приведенных в табл. 2.1 сведений следует, что сходимость результатов определения площадей по аэрофотоснимкам и по космическим снимкам вполне удовлетворительна. Наиболее близки значения площадей крупных наледей. Так, для наледей размером более 400 тыс. м<sup>2</sup> расхождения в площадях не превышают 20 %, составляя в среднем 10 %.

Несмотря на имеющиеся недостатки анализа можно с уверенностью сказать, что использование материалов космического фотографирования для картирования наледей не только возможно, но и весьма перспективно. Привлечение для дешифрирования и обработки космических снимков современного оптико-электронного оборудования не только намного повысит точность получаемой информации, но и откроет путь к автоматизации трудоемких процессов камеральной обработки снимков.

#### 2.4. Территориальная изученность наледей зоны БАМа

Зона БАМа охватывает площадь около 2 млн. км<sup>2</sup>; наледи подземных вод на такой большой территории распространены край-

не неравномерно. Многочисленные исследования, проведенные различными организациями, показали, что больше всего наледей распространены на Становом нагорье, Становом, Буреинском и Джагды хребтах. Большинство исследований по изучению распространения наледей в этом районе проведено на основе наземных наблюдений и в основном отражает (как правило, очень субъективно) чисто качественную сторону этого природного образования [32, 49]. Необходимость в изучении наледей была вызвана в большинстве случаев разворачивающимся в разное время дорожным строительством. Поэтому на стадии проектирования проводилось обследование участков под трассы и попутно выполнялось картографирование наледей. Изучение наледей при такого вида исследованиях имеет ряд существенных недостатков. Во-первых, наледы обследовались в летнее время, а поэтому не были зафиксированы границы их максимального развития. Во-вторых, при этом использовалась различная методика обследования, что создает трудности при сопоставлении результатов.

Все вышесказанное свидетельствует о необходимости проведения планомерного изучения наледей зоны БАМа на единой методической основе с использованием бассейнового принципа.

Целью изучения наледей зоны БАМа является их картографирование и составление каталога.

Под каталогом наледей зоны БАМа подразумевается справочное издание научно-прикладного назначения, содержащее систематизированные сведения о формирующихся ежегодно наледах подземных вод с указанием их местоположения и основных морфометрических характеристик. Составление каталога наледей по такой большой территории, как зона БАМа, превышающей 2 млн. км<sup>2</sup>, невозможно осуществить по материалам одного полевого сезона. Поэтому необходимо разделить объект исследований на отдельные участки (бассейны рек) и определить последовательность картографирования наледей на них. Как видно из рис. 2.6, в зоне БАМа имеется большое количество водосборов рек, на территории которых возможно образование наледей. Наиболее наледноопасными являются западный и центральный участки трассы БАМа, которые подлежат освоению в первую очередь, поэтому исследования были начаты с водосборов рек, расположенных на этой территории. Вначале был составлен каталог наледей для бассейна верховьев р. Чары с замыкающим створом п. Горячий Ключ (площадь 9280 км<sup>2</sup>). Затем выполнено картографирование наледей, расположенных в бассейне р. Муи с замыкающим створом в устьевой части ее впадения в р. Витим (площадь 10 590 км<sup>2</sup>). По этим двум водосборам полностью подготовлены каталоги наледей. В дальнейшем планируется выполнить картографирование наледей бассейна р. Верхней Ангары (площадь 20 600 км<sup>2</sup>), по которому уже имеется аэрофотосъемочный материал. Материал для составления каталога получен также по водосбору рек Куанды и Сюльбана. Этими исследованиями бу-

дет охвачена основная наледноопасная зона западного и центрального участков трассы БАМа.

По восточному участку трассы БАМа аэрофотосъемочный материал пока имеется только на отдельные участки. Этот материал будет привлечен для составления сводного каталога наледей вдоль трассы БАМа.

Как видно из приведенного анализа изученности распространения наледей по зоне БАМа, сделано пока еще очень мало, хотя наледы на наиболее важных участках закартографированы. С гидрологической точки зрения вполне достаточно иметь сведения только по крупным наледям, которые, в свою очередь, хоро-

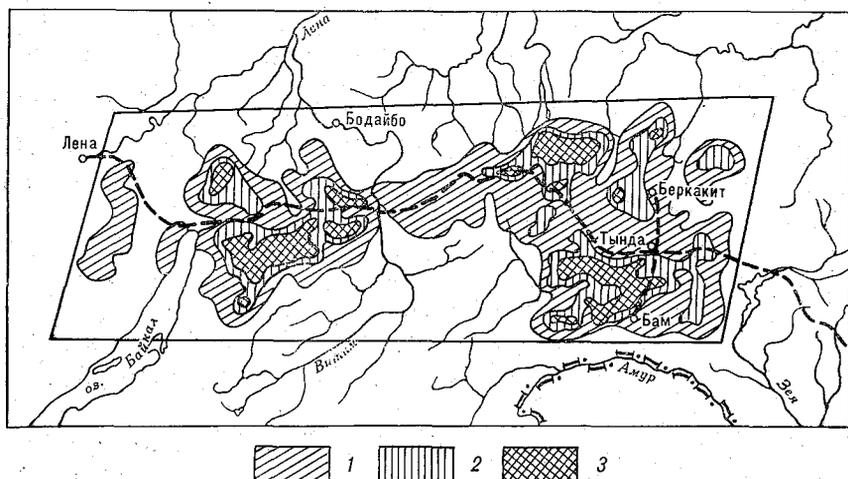


Рис. 2.6. Схема распространения наледей подземных вод зоны БАМа, составленная по материалам космического фотографирования (выделены наледы площадью более 5000 м<sup>2</sup>).

1 — наледь встречается на территории площадью до 100 км<sup>2</sup>; 2 — наледь встречается на территории площадью 100–50 км<sup>2</sup>; 3 — наледь встречается на территории площадью менее 50 км<sup>2</sup>.

шо дешифрируются на материалах космического фотографирования. В настоящее время накоплен большой опыт такого картографирования, и его можно использовать в производственных целях. Поэтому дальнейшие работы по картографированию наледей на остальной территории не представляют каких-либо сложностей с методической точки зрения и будут носить технический характер.

Для того чтобы полнее представить вопросы картографирования наледей и воспринять, насколько широко распространено это своеобразное явление природы на территории БАМа, рас-

смотрим более подробно отдельные примеры изучения наледей с использованием аэрометодов как по бассейну реки, так и по трассе железнодорожной магистрали.

## 2.5. Наледи бассейна верховья р. Чары

В пределах бассейна верховья р. Чары зафиксировано 220 наледей подземных вод суммарной площадью 100 км<sup>2</sup> (рис. 2.7). Максимальная площадь наледи составляет 3,47 км<sup>2</sup> (наледь на р. Секаланде), минимальная — 0,01 км<sup>2</sup> (наледь в бассейне р. Апсат), средняя площадь равна 0,45 км<sup>2</sup>. Модальная площадь, т. е. площадь, имеющая наибольшую повторяемость в бассейне, составляет около 0,4 км<sup>2</sup>.

О распределении суммарной площади и числа наледей по интервалам их размеров (0,01—0,1; 0,1—0,5; 0,5—1,0; 1,0—2,0; 2,0—3,0; 3,0 км<sup>2</sup>) можно судить по рис. 2.8. Из него следует, что в принятых градациях размеров, кроме крайних интервалов, доля суммарной площади наледей примерно одинакова и составляет немногим более 20 %. Однако количество наледей в этих градациях распределено крайне неравномерно. Примерно половина (47,7 %) общего их числа имеют небольшие размеры: от 0,1 до 0,5 км<sup>2</sup>. Наледей же меньше 0,5 км<sup>2</sup> в бассейне верховья р. Чары 161, или 73,2 %. Однако на них приходится всего 29,4 % площади всех наледей. Таким образом, примерно две трети суммарной площади приходится на наледи площадью больше 0,5 км<sup>2</sup>. По интегральным кривым, представленным на рис. 2.8, можно определить рассматриваемые соотношения суммарной площади и числа наледей для любого их размера.

Распределение наледей по высоте местности характеризуется резкой асимметричностью (рис. 2.9). Максимум их количества и доли суммарной площади приходится на относительно небольшие высоты. В интервале высот 700—1100 м сосредоточено 68,2 % всех наледей и 76,4 % их суммарной площади. При этом наибольшее количество наледей формируется в интервале высот 900—1000 м, а наибольшая доля суммарной площади — в интервале 700—800 м. Это означает, что наледи на малых высотах в целом имеют бóльшие размеры по сравнению с наледями, расположенными на более высоких абсолютных отметках. Действительно, уменьшение их площадей с ростом высоты местности имеет вполне четкую закономерность. В интервале высот 1000—1200 м интенсивность снижения средних площадей уменьшается до 30—35 тыс. м<sup>2</sup> на каждые 100 м высоты, тогда как на более низких и более высоких отметках она составляет 60—90 тыс. м<sup>2</sup>/100 м.

Форма наледей тесно связана с их размерами и высотой местоположения. Коэффициент формы, равный отношению длины наледи к ее ширине, изменяется в широких пределах: от 1 до 125.

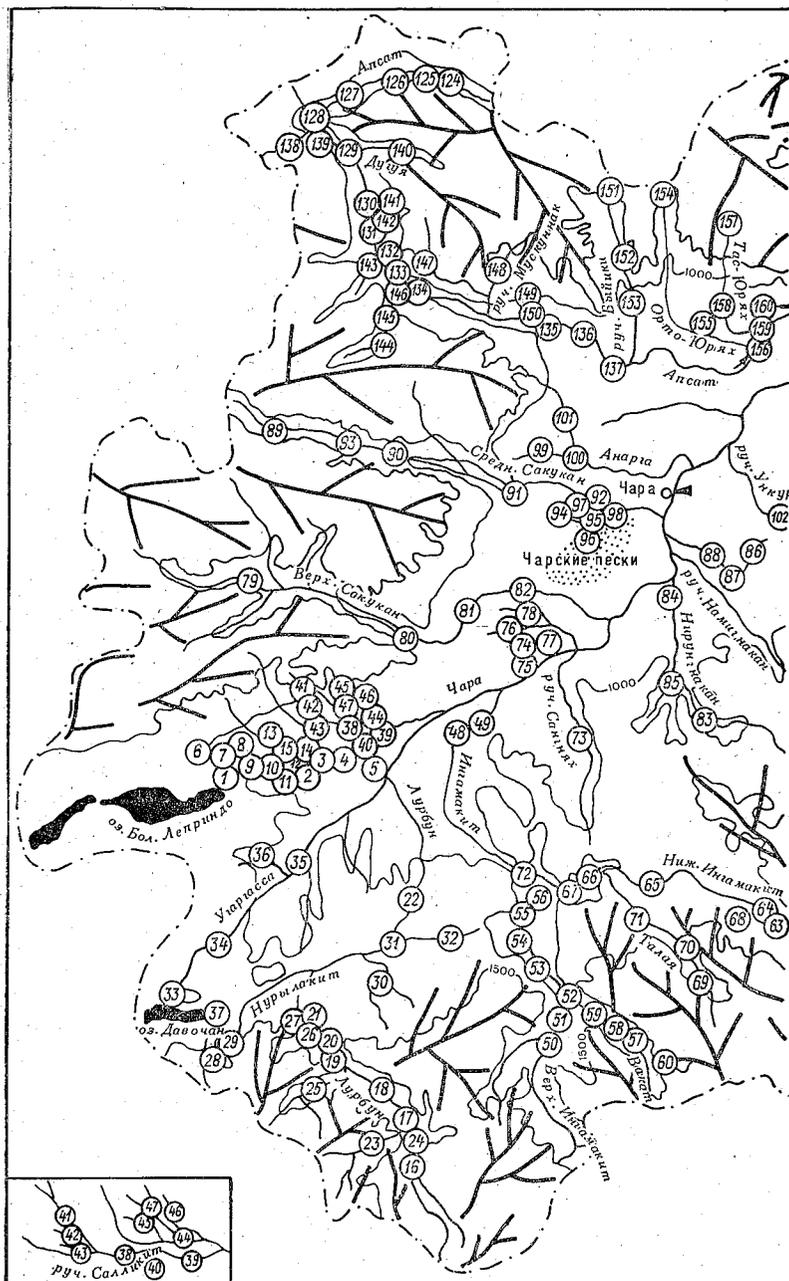
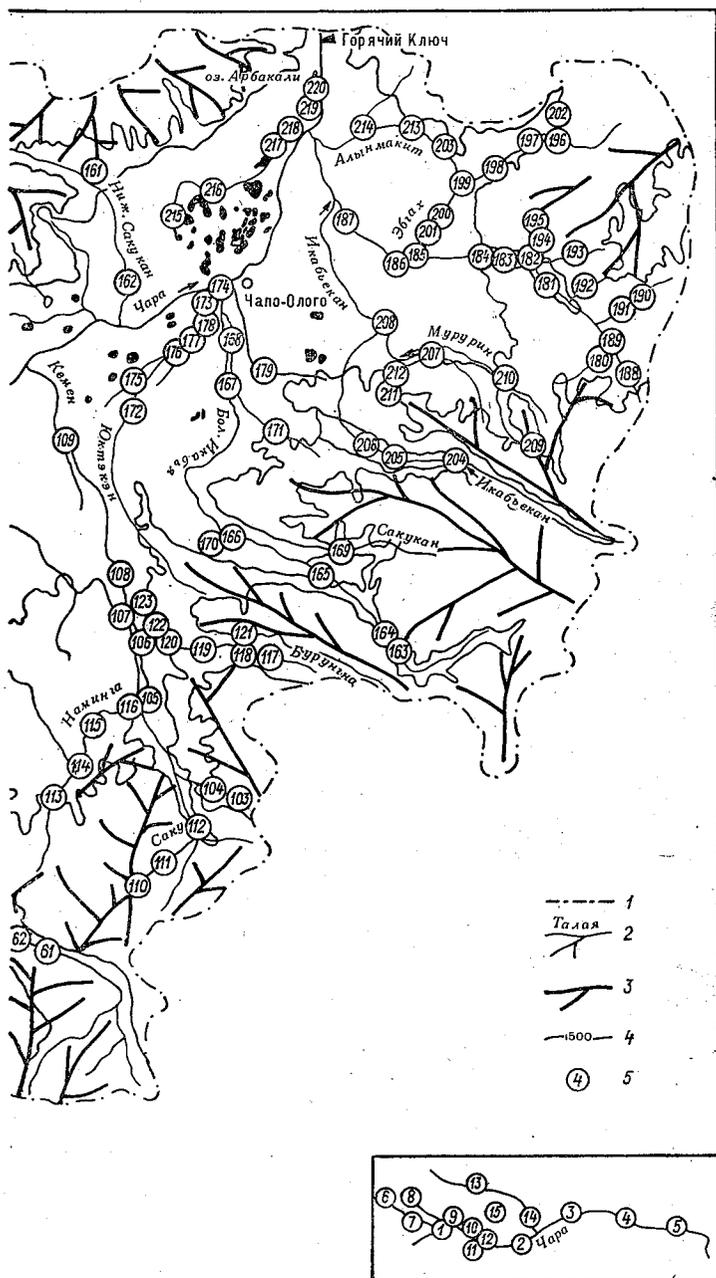


Рис. 2.7. Схема размещения наледей в  
 1 — граница водосбора; 2 — гидрографическая сеть; 3 — положение основных  
 5 — местоположение наледи и ее номер по



бассейне верховья р. Чары.  
горных хребтов; 4 — положение горизонтали и ее высота в метрах;  
Каталогу наледей зоны БАМа, вып. 1.

Распределение его значений резко асимметрично. Более 40 % наледей характеризуются коэффициентом формы меньше 9, а для более 70 % общего их числа  $K_{\phi} < 18$ . В распределении средних значений коэффициентов формы по интервалам высот местности четко проявляется высотная поясность: наледь с уве-

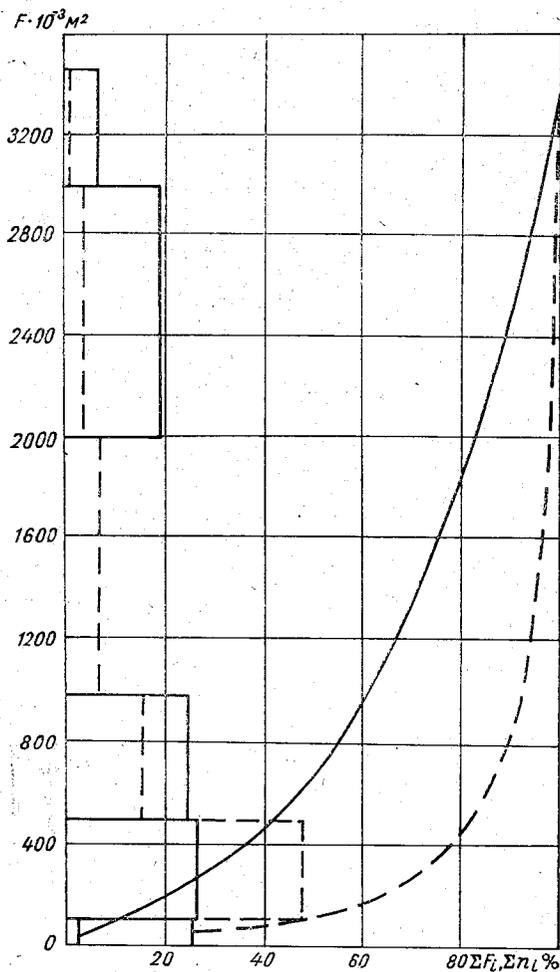


Рис. 2.8. Гистограммы распределения и кривые накопленных частот суммарных площадей  $\Sigma F_i$  (сплошная линия) и числа наледей  $\Sigma n_i$  (пунктирная линия) в заданных диапазонах их площадей.

личением высоты местоположения становятся относительно более вытянутыми и узкими. Коэффициент формы увеличивается в среднем на две единицы при подъеме на каждые 100 м.

Более вытянутые в длину наледь расположены преимущественно в относительно глубоких и узких долинах горной части бассейна.

Наличие зависимости средних значений площадей и коэффициентов формы наледей от высоты их местоположения дает основание предполагать, что площадь и коэффициент формы связаны между собой. Действительно, такая связь существует. Она

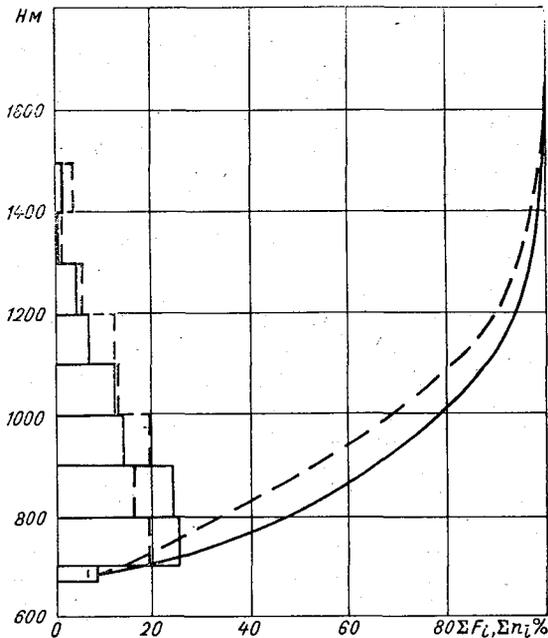


Рис. 2.9. Гистограммы распределения и кривые накопленных частот суммарных площадей  $\Sigma F_i$  (сплошная линия) и числа наледей  $\Sigma n_i$  (пунктирная линия) по высоте их местоположения над уровнем моря  $H$ .

нелинейна и обратно пропорциональна, поскольку нелинейно и обратно пропорционально распределение средних площадей наледей по высоте.

С коэффициентом формы наледей тесно связан показатель извилистости их границ в плане  $\epsilon$ , равный отношению длины периметра наледного тела  $L$  к длине периметра круга, площадь которого равновелика площади наледи  $F$ :

$$\epsilon = \frac{L}{3,54\sqrt{F}}, \quad (2.3)$$

где  $L$  в метрах,  $F$  в квадратных метрах.

Коэффициент  $\varepsilon$  всегда больше единицы, поскольку при одной и той же площади длина окружности всегда меньше длины периметра любой фигуры. В целом рассматриваемая связь обратно пропорциональна и существенно нелинейна, т. е. с увеличением вытянутости наледей уменьшается извилистость их границ в плане, при этом скорость этого уменьшения быстро падает. Если дополнительно учесть прямую связь коэффициента формы с высотой, то можно сделать вывод, что значения показателя извилистости границ наледей в целом уменьшаются с увеличением высоты местности по нелинейному закону.

Средняя мощность наледей бассейна равна 1,5 м, максимальная — 2,14 м (наледь р. Секаланды), минимальная — 0,98 м (наледь р. Апсат). Распределение средних мощностей подчиняется биномиальному закону. Модальное значение средней мощности отдельных наледей равно 1,8 м.

Суммарный объем наледей в бассейне верхнего течения р. Чары равен 151 млн. м<sup>3</sup>. Наледь с максимальным объемом (5,7 млн. м<sup>3</sup>) расположена на р. Секаланде, а с минимальным (0,01 млн. м<sup>3</sup>) — на левом притоке р. Апсат.

По отношению к странам света наибольшую повторяемость в бассейне имеют наледи северо-западной экспозиции, а наименьшую — южной. В пределах днища Верхнечарской котловины наиболее часто встречаются наледи северо-восточной экспозиции в соответствии с общим уклоном долины в этом направлении, в пределах хр. Кодар — юго-восточной, а в пределах хр. Удокан — северо-западной экспозиции, согласно направлению падения их склонов.

Итоговые данные о наледности рассматриваемого района и отдельных его частей приведены в табл. 2.2. Из нее следует, что наледи занимают 1,0 % площади бассейна верховья р. Чары. Это соответствует слою наледных вод, ежегодно аккумулирующихся во всех наледях зимой и возвращающихся в речную сеть в теплое время года, равному 17,7 мм. Наибольшей наледностью характеризуется бассейн р. Среднего Сакукана (2,4 %, или 45 мм), наименьшей — бассейн р. Нижнего Сакукана (0,3 %, или 4 мм). В пределах днища Верхнечарской котловины сосредоточено 34 % всех наледей бассейна верховья р. Чары с наибольшими средними площадями, мощностями и объемами, поэтому сумма их составляет почти половину суммарного объема. Ее наледность наибольшая и составляет 2,0 %, или 35 мм. В пределах горного обрамления котловины наименьшей наледностью характеризуются склоны хр. Кодар (0,7 %, или 11 мм). Здесь сосредоточено только около 20 % общего количества наледей с наименьшими размерами, в которых аккумулируется всего 17 % суммарного объема наледных тел.

Таблица 2.2

## Характеристика наледности разных частей бассейна верховья р. Чары

Бассейн реки (район)	Площадь бассейна (района), км <sup>2</sup>	Количество наледей	Площадь наледей, км <sup>2</sup>		Наледность, %	Средняя мощность наледей, м	Объем наледей, млн. м <sup>3</sup>		Слой наледных вод, мм
			средняя	суммарная			средний	суммарный	
р. Чара (до в/п Чара)	4150	98	0,480	47,1	1,14	1,65	0,795	77,9	18,8
		44,5		47,1				45,6	
р. Лурбун	919	22	0,271	5,98	0,65	1,66	0,451	9,92	10,8
		10,0		6,0				5,8	
руч. Салликит	166	10	0,297	2,97	1,79	1,77	0,525	5,25	31,6
		4,5		3,0				3,1	
р. Ингамакит	1160	25	0,457	11,4	0,98	1,78	0,812	20,3	17,5
		11,3		11,4				11,9	
р. Средний Саукан	371	13	0,690	8,89	2,40	1,87	1,28	16,6	44,7
		5,9		8,9				9,7	
р. Анарга	196	3	0,658	1,98	1,01	1,50	0,993	2,98	15,2
		1,3		2,0				1,7	
р. Кемен	751	21	0,393	8,27	1,10	1,70	0,671	14,1	18,8
		9,5		8,3				8,2	

Бассейн реки (район)	Площадь бассейна (района), км <sup>2</sup>	Количество наледей	Площадь наледей, км <sup>2</sup>		Наледность, %	Средняя мощность наледей, м	Объем наледей, млн. м <sup>3</sup>		Слой наледных вод, мм
			средняя	суммарная			средний	суммарный	
р. Апсат	1280	37	0,445	16,1	1,26	1,60	0,695	25,7	20,1
		16,8		16,1				15,0	
р. Нижний Сакукан	175	2	0,224	0,447	0,26	1,56	0,350	0,699	4,0
		0,9		0,45				0,4	
р. Большая Икабья	859	17	0,410	6,97	0,81	1,64	0,671	11,4	13,3
		8,1		7,0				6,7	
р. Курунг-Юрях и оз. Арбакалир	1190	41	0,508	20,8	1,75	1,82	0,922	37,8	31,8
		18,6		20,8				22,1	
хр. Кодар	2600	48	0,364	17,5	0,67	1,63	0,594	28,5	11,0
		21,8		17,5				16,7	
хр. Удокан	4950	104	0,388	40,4	0,82	1,73	0,672	69,9	14,1
		44,1		40,4				40,9	
Днище Верхнечарской котловины	2100	68	0,548	42,0	2,00	1,73	1,07	72,6	34,6
		34,1		42,0				42,4	
Весь бассейн верховья р. Чары	9650	220	0,454	99,9	1,04	1,71	0,777	171,0	17,7
		100		100				100	

Примечание. В числителе — абсолютное значение наледности, в знаменателе — в процентах суммарной наледности в бассейне верховья р. Чары.

## 2.6. Наледи по трассе БАМа на участке г. Нижнеангарск — г. Тында

Вдоль западного и центрального участков трассы (от г. Нижнеангарска до г. Тынды) протяженностью 1260 км была выделена 10-километровая зона для подсчета количества наледей. Выбор именно такой ширины зоны продиктован тем, что оказывают непосредственное влияние и представляют наибольшую опасность наледи, расположенные вблизи проектируемой и строящейся трассы. В некоторых случаях полоса ограничена имеющимися аэрофотосъемочными материалами, которые послужили основой для составления данного раздела.

Наледи пронумерованы последовательно, по мере удаления трассы от г. Нижнеангарска.

Всего зарегистрировано 288 наледей. Схема расположения наледей приведена на рис. 2.10.

В качестве картографической основы для схемы использованы мелкомасштабные карты, а также материалы Ленгипротранса (на участке с. Чара — г. Тында) и Сибгипротранса (на участке г. Нижнеангарск — с. Чара). Необходимо отметить, что на стыке проектов двух вышеназванных институтов имеет место нестыковка по километру. Разница составляет 120 км. На Схеме расположения наледей в этом месте приведена двойная оцифровка километрового пикетажа, например 970/1090 км.

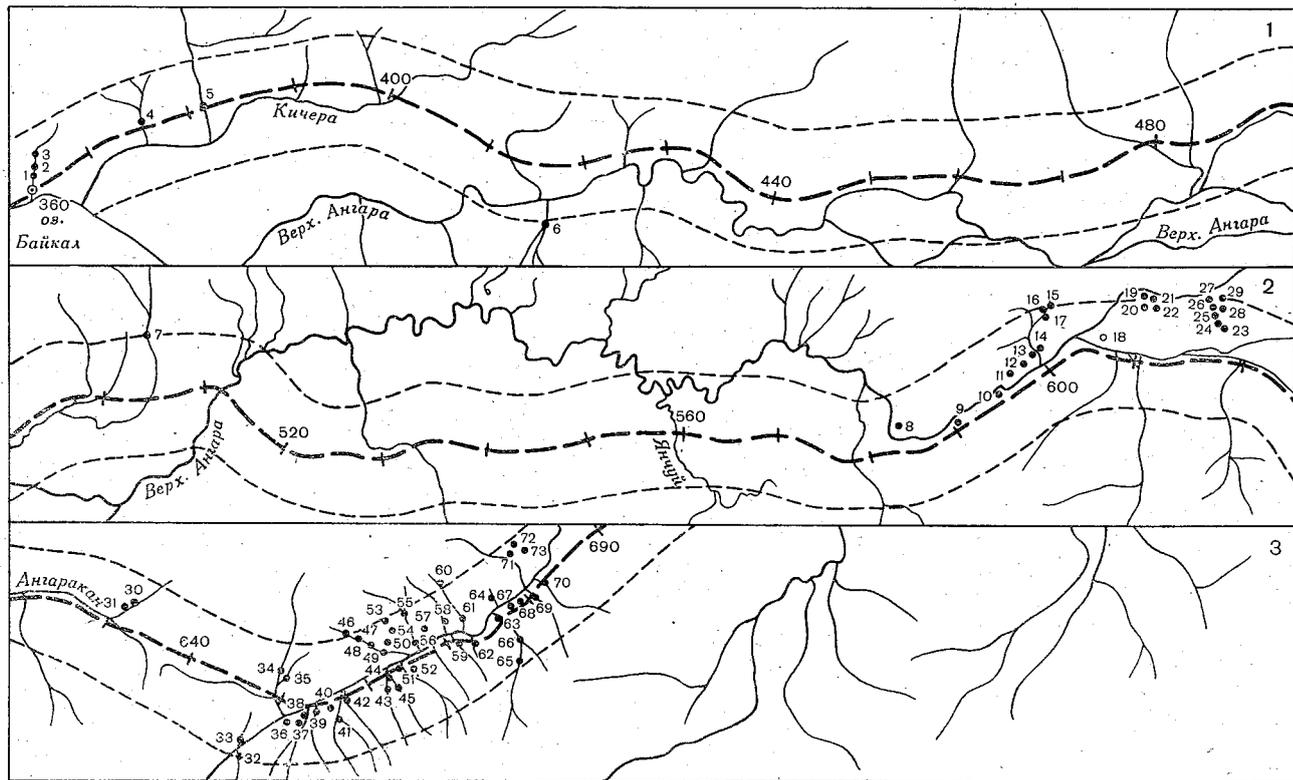
Для удобства картирования вся трасса разбита на 11 участков с небольшим перекрытием и примерно одинаковой протяженности.

Сводные морфометрические параметры наледей вдоль трассы представлены в таблице «Основные характеристики наледей» (прил. 1). Необходимо отметить, что в таблице помещена графа «Расстояние по трассе в километрах», в которой приведено местоположение каждой наледи относительно ее проекции на трассу.

Настоящий раздел составлен по единой методике на основе материалов специальных аэрофотосъемок, выполненных Государственным гидрологическим институтом в разные годы.

Помимо наледей, отдешифрированных на аэрофотоснимках, на участке с. Чара — г. Тында в каталог вошли наледи площадью более 5 тыс. м<sup>2</sup>, взятые из полевых материалов Ленгипротранса за 1969—1971 гг. В этом случае в таблице «Основные характеристики наледей» (прил. 1) для последних наледей указана только их площадь, а длина и средняя ширина не приводятся, так как эти величины отсутствовали в вышеназванных полевых материалах, а определить их по аэрофотоснимкам не было возможности.

Общая площадь зарегистрированных в каталоге наледей составляет 60 238 тыс. м<sup>2</sup>. Наибольшая наледь находится на 916-м километре трассы на р. Сюльбан и равна 3695 тыс. м<sup>2</sup>.



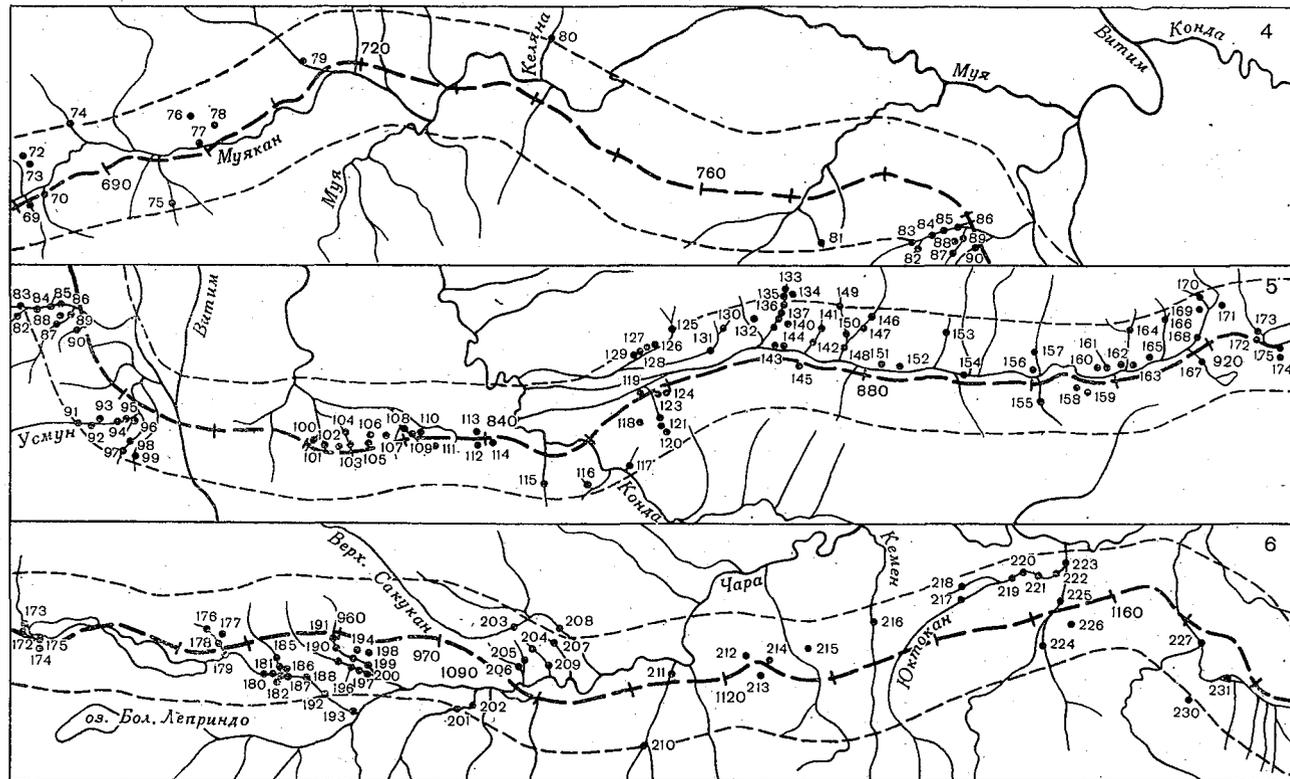
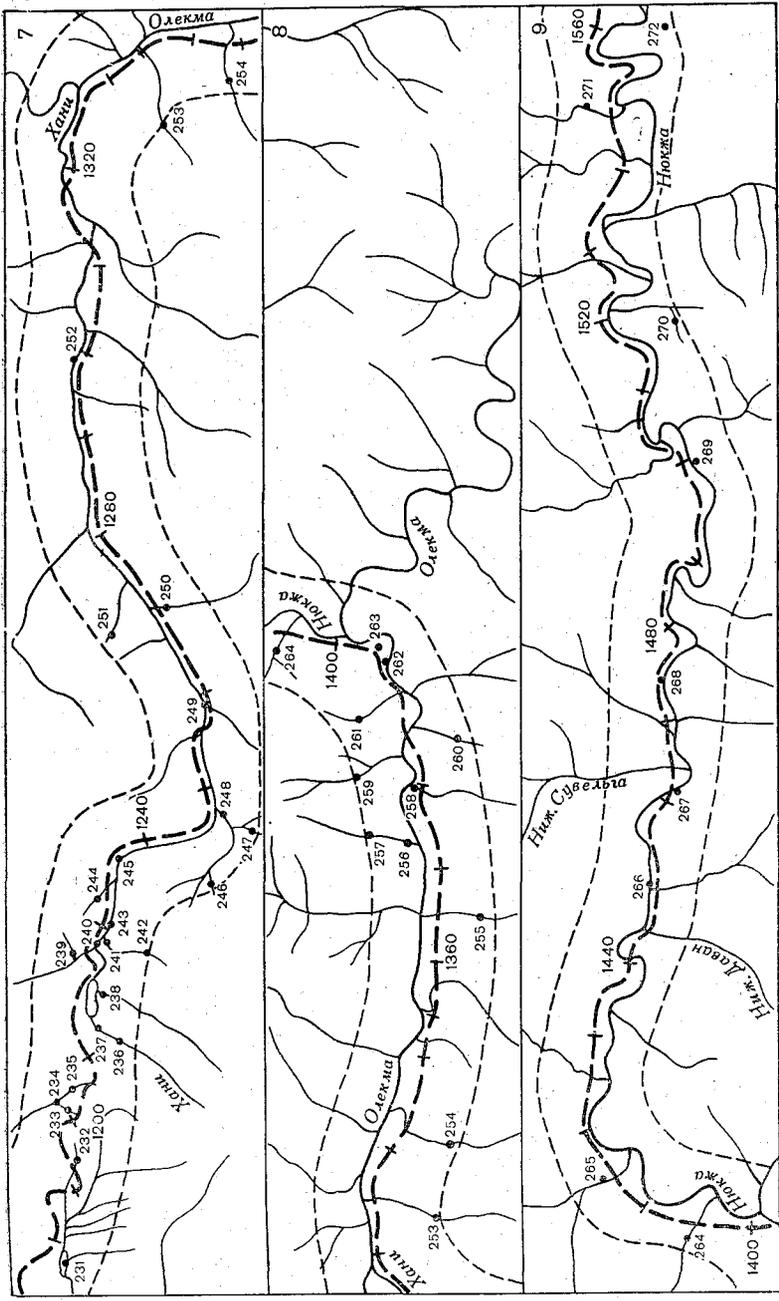


Рис. 2.10. Схема размещения наледей вдоль трассы БАМа на участке г. Нижнеангарск — г. Тында.

1 — порядковый номер участка, начиная от г. Нижнеангарска; 2 — положение проектируемой трассы с указанием километража; 3 — граница картографируемой территории; 4 — местоположение наледи и ее номер по таблице (прил. 1).



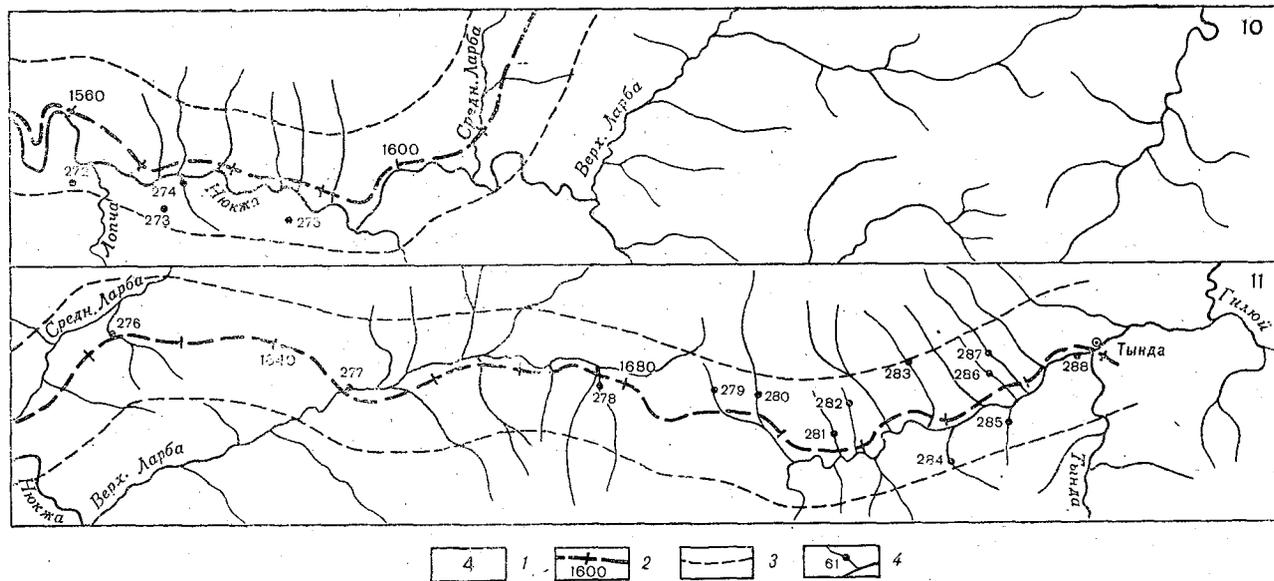


Рис. 2.10. Схема размещения наледей вдоль трассы БАМа на участке г. Нижнеангарск — г. Тында.

1 — порядковый номер участка, начиная от г. Нижнеангарска; 2 — положение проектируемой трассы с указанием километража; 3 — граница картографируемой территории; 4 — местоположение наледи и ее номер по таблице (прил. 1).

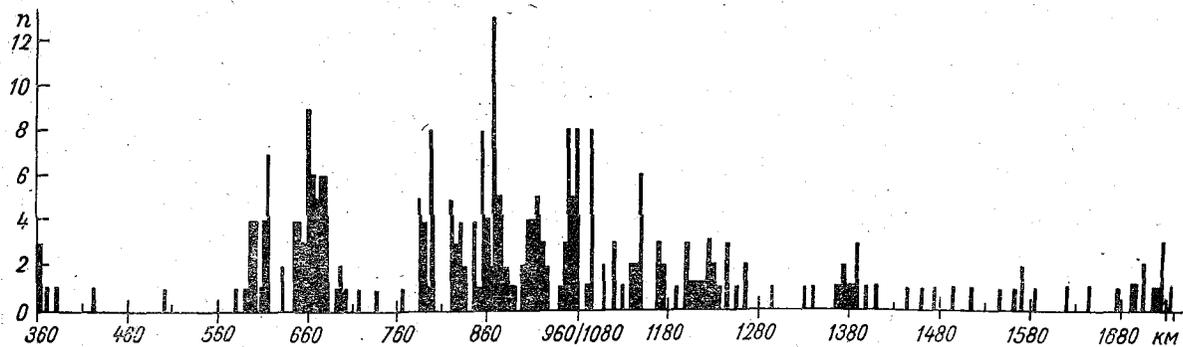


Рис. 2.11. Распределение количества наледей ( $n$ ) вдоль трассы БАМа от г. Нижнеангарска до г. Тынды на каждые 5 км трассы.

Распределение количества наледей и их суммарных площадей вдоль трассы БАМа представлено на рис. 2.11 и 2.12. В непосредственной близости от проектируемого полотна находятся наледи № 9, 42, 44, 51, 59, 63, 67—70, 90, 100, 101, 105, 107, 109, 110, 113, 114, 119, 145, 159, 172, 178, 191, 211, 225, 233, 240, 245, 249, 250, 252, 258, 262, 267, 268, 276.

В заключение необходимо обратить внимание на тот факт, что в процессе строительства трассы или же каких-либо других инженерных сооружений, связанных с вмешательством в водоносные горизонты, могут образовываться новые наледи, не отмеченные в приведенном каталоге. Такие случаи уже имеют место на участке строительства трассы в верховье р. Муякан. Здесь образовалось несколько наледей площадью более 5000 м<sup>2</sup>.

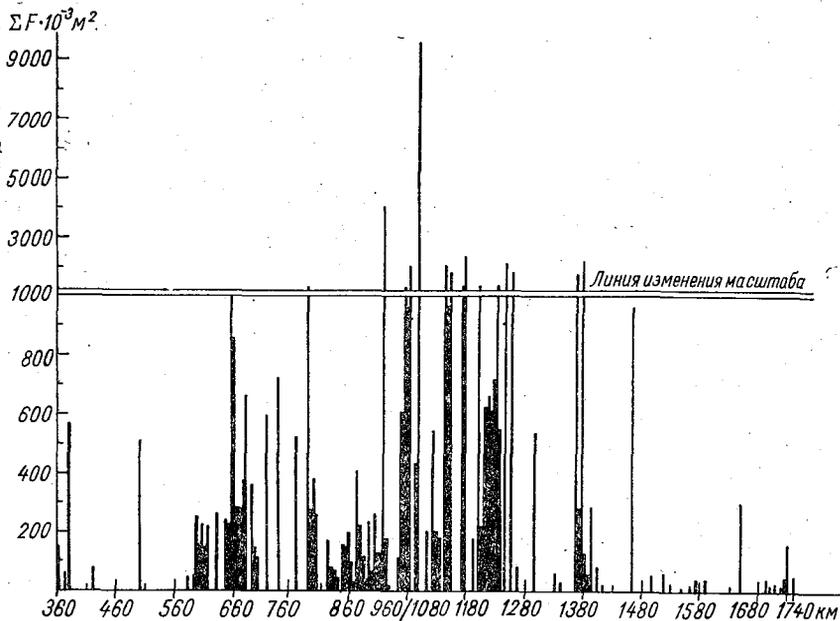


Рис. 2.12. Распределение суммарных площадей наледей ( $\Sigma F$ ) вдоль трассы БАМа от г. Нижнеангарска до г. Тынды на каждые 5 км трассы.

Русловой процесс определяется сочетанием особенностей водного режима, стока наносов и так называемых ограничивающих условий, под которыми понимаются факторы, препятствующие свободному развитию деформаций (выходы трудноразмываемых пород, искусственные сооружения и т. п.). Деформации русел и пойм происходят в виде закономерного развития целостных образований, которые составляют макроформу речного русла, т. е. определенные комплексы структурно оформленных скоплений наносов в русле реки на ее пойме. Различные типы макроформ развиваются по определенной схеме. На основе созданной в Государственном гидрологическом институте гидроморфологической теории руслового процесса удалось типизировать эти схемы, т. е. установить начальные и конечные стадии развития характерных русловых и пойменных образований на реках [48].

Выделенные типы макроформ на том или ином участке реки уже носят в себе элементы прогноза деформаций, поскольку известны начальные, промежуточные и конечные стадии этих форм. Установление на реке типа макроформ, а следовательно, и типичных схем деформаций не представляет особых трудностей, поскольку каждый тип руслового процесса обладает четко выраженными признаками.

Анализ руслового процесса выполняется в соответствии с требованиями гидроморфологической теории. Он сводится прежде всего к определению типа руслового процесса на интересующем участке реки. Тем самым устанавливается схема деформаций речного русла и поймы, типичных для исследуемого участка, что дает возможность предвидеть те неблагоприятные последствия, которые могут возникнуть на участке сооружения. Последующей задачей является получение количественных характеристик деформаций русла и поймы.

Следует иметь в виду, что при возведении сооружений, способных коренным образом изменить водный режим и сток наносов, русловые и пойменные образования также могут претерпеть коренные изменения, вплоть до смены одного типа руслового процесса другим. Изменение водного режима и стока наносов может способствовать ослаблению или усилению деформаций в зависимости от характера регулирования. Так, например, уменьшение стока донных наносов может привести к ослаблению темпа деформаций и даже к смене одного типа руслового процесса другим, менее интенсивным. Увеличение стока наносов приводит

к интенсификации руслового процесса. При сглаживании внутри-годового распределения стока деформации обычно ослабевают, при появлении резких колебаний расходов — увеличиваются.

Определение типа руслового процесса и оценка плановых русловых деформаций имеют большое практическое значение при проектировании и строительстве мостовых переходов и прокладывании полотна железной дороги вдоль русел и речных пойм. Недоучет этого фактора может привести к разрушению уже построенных инженерных сооружений или потребует проведения дорогостоящих защитных мероприятий. Поэтому выполненные исследования окажут безусловную помощь проектировщикам и позволят наметить оптимальные места размещения сооружений, их конструкцию и наиболее эффективные защитные мероприятия.

В качестве исходных материалов для анализа руслового процесса и определения плановых деформаций русла и поймы используются крупномасштабные топографические карты, материалы аэрофотосъемки, космического фотографирования и снимки с ИСЗ «Метеор».

### **3.1. Методические основы использования материалов аэрокосмических съемок для изучения руслового процесса**

Перечень вопросов, которые можно решать с привлечением аэрокосмической информации, весьма велик, поэтому назовем только основные из них: оценка плановых деформаций русла, определение типа руслового процесса, исследование русловых форм, получение морфометрических характеристик русел, исследование динамики затопления и опорожнения пойм, получение сведений о направлениях и скоростях течений.

Оценка плановых деформаций русла проводится по материалам аэрофотосъемок, выполненных через определенный промежуток времени (несколько лет). Сопоставление аэрофотоснимков разных лет съемки для больших по протяжению участков рек показало, что смещения бровок берегов в плане на средних и больших реках достигают 15 м/год. Точность определения плановых смещений зависит от многих факторов: интервала времени между сопоставляемыми съемками, масштаба съемок, вида материалов (фотоплан, фотоснимок, фотосхема), сроков выполненных аэрофотосъемок и их качества. Плановые смещения, определенные по одиночному нетрансформированному аэрофотоснимку, что наиболее часто имеет место в практической работе гидрологов, при незначительных плановых деформациях, определяемых за короткий период, характеризуются низкой точностью. Так, по материалам аэрофотосъемки масштаба 1:10 000 можно определять плановые смещения в среднем 5 м/год; при этом период сравнения должен быть не менее 50 лет, а макси-

мальная ошибка в определении искомой величины будет не более 10 %. Чем крупнее масштаб съемки и больше период сопоставления, тем точнее можно определить размер плановых деформаций русла.

Определение типа руслового процесса целесообразнее выполнять по материалам средне- и мелкомасштабной аэрофотосъемки. Только наличие большого опыта позволяет объективно установить распространение тех или иных типов руслового процесса на исследуемом участке.

Использование аэрофотоснимков для морфометрических исследований руслового процесса поможет получить типичные количественные характеристики размеров макроформ в русле, выявить разновидности меандрирования, создать расчетные формулы для определения предельных глубин размыва и намыва русла и смещения бровок подмываемых берегов, определить критерияльные и осредненные гидроморфологические зависимости.

Исследование динамики затопления и опорожнения пойм имеет большое научное и практическое значение. Наиболее разработаны способы фиксации внешней картины разливов. Картирование последовательных стадий разливов при затоплении и опорожнении поймы может быть выполнено двумя способами. Первый способ сводится к нанесению границ разливов на детальные топографические карты речной долины после выяснения гидрологических и гидравлических условий на конкретном участке и построения продольного профиля водной поверхности. Достаточно надежным и объективным способом учета всех многообразных факторов, влияющих на степень затопления поймы при прохождении волны половодья, является способ последовательных аэрофотосъемок затопленной поймы при паводках различной повторяемости. Трудоемкость и большая стоимость производства площадных аэрофотосъемок затопленной поймы допускает применение этого способа лишь для небольших пойменных участков. Региональные исследования процесса затопления и опорожнения речных пойм на всем протяжении реки возможны лишь по материалам съемок с больших (космических) высот. Современные ТВ и ИК изображения с ИСЗ «Метеор» мало пригодны для изучения пойменных разливов из-за низкой разрешающей способности. Повышение последней (до 20—50 км на местности) сделает их эффективным средством гидрологического изучения больших рек. Космические снимки пригодны для региональных исследований затопления речных пойм. Но маловероятной является возможность выполнения серии таких снимков большой реки на всем ее протяжении при отсутствии облачности и в течение одного половодья. Радиолокационные съемки речной долины с орбитальных высот — единственный надежный способ изучения затопления речных пойм на всем протяжении реки. В настоящее время пока обоснована только принципиальная возможность получения таких изображений.

Сведения о скоростях течения воды получают аэрогидрометрическим способом. Применительно к русловым исследованиям этот способ позволяет изучать поле поверхностных скоростей течения как в русле, так и на пойме.

**3.1.1. Рекомендации по использованию материалов аэрофотосъемки.** При исследовании руслового процесса рек, как правило, используются материалы аэрофотосъемок, выполненных ранее другими организациями для решения различных задач. По этой причине объект исследований — русло реки — не всегда попадает в благоприятные условия отображения на аэрофотоснимке. А именно: аэрофотосъемка может быть выполнена в разных масштабах для различных участков исследуемого объекта, при разных уровнях воды в реке, а следовательно, будет освещать различные морфологические образования, и многое другое. Проведение специальных одновременных съемок для изучения русловых процессов практикуется только для наиболее важных в народнохозяйственном отношении участков рек.

Поскольку в большинстве случаев приходится пользоваться результатами аэрофотосъемок прежних лет, то немаловажным обстоятельством является правильный выбор необходимых материалов, особенно для оценки размера плановых деформаций.

Для выявления типов руслового процесса на исследуемых реках наиболее благоприятными являются материалы аэрофотосъемок в виде фотопланов или фотосхем. Иногда можно использовать и репродукции накидного монтажа. Такие материалы позволяют проследить распространение типов руслового процесса одновременно на большом участке реки. Выбор масштаба аэрофотосъемки определяется шириной долины речной системы. Необходимо, чтобы на материалах аэрофотосъемки можно было достаточно надежно отдешифровать границы речной долины, распространение террас, положение русла в плане в многолетнем разрезе, основные морфологические образования русла. Исходя из имеющегося опыта можно рекомендовать следующие масштабы: для больших рек (Лена, Енисей, Ангара, Амур) 1 : 100 000 — 1 : 50 000; для средних рек (Витим, Олекма, Зeya) 1 : 50 000 — 1 : 25 000; для малых рек (Муя, Гиллой, Куанда) 1 : 25 000 — 1 : 10 000.

В практической работе часто приходится отступать от рекомендуемых масштабов из-за ограниченности материалов аэрофотосъемок по анализируемому объекту. Выделение различных типов руслового процесса в настоящее время выполняется весьма субъективно потому, что еще не разработаны надежные дешифровочные признаки для каждого типа. Основными признаками, которыми приходится оперировать при назначении того или иного типа руслового процесса, являются: ширина долины, ограничивающие факторы долины, ширина пояса меандрирования, положения основного русла в плане, наличие островов, ширина и характер поймы, меандрирование русла и стадии развития излу-

чин, высота берегов, характер грунтов, расположение макро- и мезоформ в плане и многое другое. При выявлении типов руслового процесса недостаточно располагать только материалами аэрофотосъемки. Необходимо также знать уровенный режим реки, характер затопления поймы, режим расходов воды и наносов. Поэтому дешифровочные признаки выделенных типов руслового процесса рассмотрены детально в совокупности с гидроморфологическим анализом.

Для оценки плановых деформаций речного русла необходимо выполнить совмещение двух или более разновременных планов (фотосхем) исследуемого участка. Поскольку русло в результате деятельности реки подвержено плановым и высотным деформациям, то бровки русла также меняют местоположение относительно неизменных элементов речной долины. В результате совмещения материалов съемок выявляются изменения бровок и размер плановых деформаций. Решение задач заключается в приведении материалов аэрофотосъемок к сопоставимому виду, пригодному для измерений. Сравнимые материалы аэрофотосъемок должны быть приведены к единому масштабу. Наиболее благоприятным материалом для этой цели являются фотопланы. Но практически редко встречаются случаи, когда на один и тот же участок реки имеются повторные (через несколько лет) фотопланы, да и притом в близких масштабах. Как правило, материалы аэрофотосъемок представлены в виде негативов залетов или контактной печати с аэрофотоснимков. Учитывая разномасштабность съемок и наличие искажений, присущих любому нетрансформированному аэрофотоснимку, совмещение съемок разных лет проводится по отдельным небольшим участкам (в пределах площади, отснятой на одном кадре). При совмещении за основу для трансформирования принимается карта (крупного масштаба), а при ее отсутствии — снимок наиболее крупного масштаба. На этот снимок с использованием фототрансформатора или топографического проектора наносится изображение со сравнимого залета, и тем самым определяется плановое смещение бровки русла. Поскольку часто приходится использовать нетрансформированные снимки, в масштабах намного мельче, чем это требуется для точного определения малого смещения бровки русла, и при этом интервал времени между съемками бывает незначительный, то размер плановых деформаций получают весьма приближенно (с погрешностью около 50 %). Но за счет большого количества створовых измерений производится осреднение искомым величин, вполне пригодных для оценки порядка плановых деформаций на исследуемом участке. Как правило, нужно знать именно порядок плановых деформаций в принятых градациях: 1—2, 3—5, 5—7, 8—10, 10—15, >20 м/год.

Возможность изучения русловых форм и получения морфологических характеристик по аэрофотоснимкам не вызывает сомнений, для этого необходимо иметь материалы аэрофотосъемок

соответствующего масштаба желательно в межень период, когда обнажены русловые образования. Задача сводится к умению прочесть аэрофотоснимок и правильно измерить морфологические показатели русла, поймы и долины. Основы дешифрирования снимков в гидрологических целях достаточно хорошо изложены в работе [31], поэтому рассмотрим на конкретном примере возможность изучения русловых форм и оценки морфологических характеристик по аэрофотоснимку. На рис. 3.1 изображен участок р. Нюкжи (центральный участок трассы БАМа). Анализ аэрофотоснимка позволил выделить на изображенном участке реки три его отрезка (а, б, в), различающиеся по типу руслового процесса. На первом отрезке реки (а) русловой про-

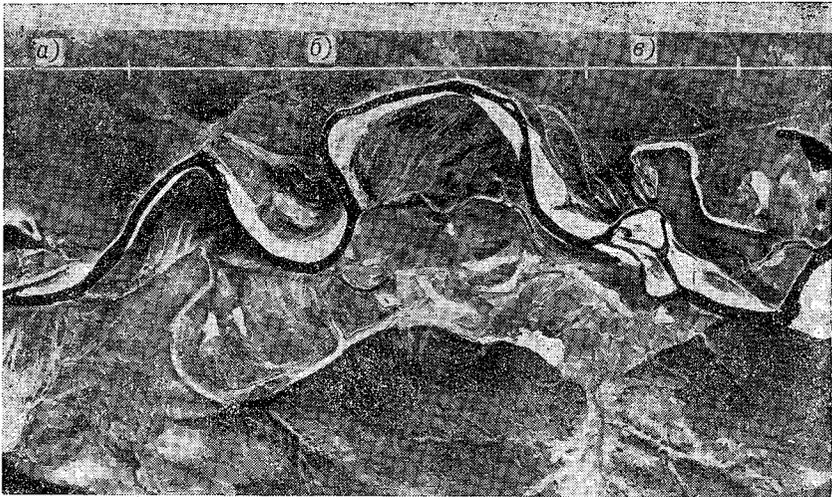


Рис. 3.1. Характерный геоморфологический участок р. Нюкжи.

цесс развивается по типу горной русловой многорукавности, обусловленной подпором в месте сужения долины реки. Основные морфометрические показатели следующие: ширина пояса руслоформирования 830 м, длина мезоформ 450—750 м, ширина мезоформ 220—300 м. На втором отрезке реки (б) русловой процесс сходен с ограниченным меандрированием с элементами незавершенного меандрирования на поздней стадии развития излучин. Основные морфометрические показатели: ширина пояса меандрирования 1700 м, шаг излучин 1100—1700 м, длина излучин 2000—3300 м. И, наконец, на третьем отрезке реки (в) развивается побочный тип руслового процесса. Как видно из рисунка, не все характеристики можно получить с аэрофотоснимка непосредственным измерением параметров. Крупность русловых отложений на снимках пока не оценивалась.

Определение крупности русловых отложений в настоящее время производится двумя способами: или путем фотографирования русловых отложений на фоне специальной рамки с проволочной сеткой, ячейки которой в последующем служат масштабом при подсчете крупности отложений по фотоснимкам в камеральных условиях, или путем непосредственного обмера камней в полевых условиях. Оба способа чрезвычайно громоздки, трудоемки и требуют от исполнителя большого опыта, внимательности и аккуратности. Кроме того, при использовании этих способов крупность отложений определяется лишь в отдельных точках, следовательно, точность определения средней крупности будет зависеть от числа точек и репрезентативности их местоположений.

В ГГИ разрабатывается принципиально новый способ определения крупности русловых отложений, основанный на использовании микрофотометрирования аэрофотоснимков с изображениями участков русел и последующей статистической обработки полученных регистрограмм [30]. Идея способа заключается в следующем. Известно, что между оптическими и геометрическими свойствами наземных объектов и статистическими характеристиками их аэрофотоизображений существует тесная взаимосвязь. Так как крупность камней, слагающих русловые образования, является одним из основных факторов, определяющих оптические и геометрические свойства русловых отложений, такая связь должна наблюдаться между крупностью русловых отложений и статистическими характеристиками их аэрофотоизображений.

Для проверки этого предположения на реках БАМа были проведены полевые работы по определению крупности русловых отложений на эталонных участках и крупномасштабная аэрофото съемка участков.

Крупность русловых отложений на эталонных участках определялась в камеральных условиях путем микрофотометрической и статистической обработки аэрофотосъемочных материалов с учетом данных наземного обследования.

Микрофотометрирование аэрофотоснимков осуществлялось на микрофотометре ИФО-451, который выдает результаты в виде регистрограммы, записанной на бумажной ленте. Подготовка аэрофотоснимков к микрофотометрированию заключается в дешифрировании на них эталонных участков, что возможно благодаря тому, что концы эталонных участков маркированы на местности специальными знаками.

Статистическая обработка регистрограмм выполнена на ЭВМ «Минск-32». Программа предусматривает вычисление статистических характеристик регистрограмм, приведенных в табл. 3.1 которые, по мнению авторов настоящего раздела, лучшим образом отражают изменение оптических и геометрических свойств русловых отложений при изменении их крупности.

Таблица 3.1

Статистические характеристики, полученные в результате обработки  
регистрограмм на ЭВМ

№ п/п	Формула	Название характеристики
1	$\Delta \bar{D} = \frac{\sum_{i=1}^N \Delta D_i}{N}$	Средняя деталь оптической плотности
2	$\sigma_{\Delta D} = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\Delta D_i - \Delta \bar{D})^2}{N}}$	Среднее квадратическое отклонение деталей оптической плотности
3	$f_1(\Delta D)$	Функция распределения оптической плотности
4	$\bar{\lambda} = \frac{\sum_{i=1}^N \lambda_i}{N}$	Средняя длина волн регистрограммы
5	$\sigma_{\lambda} = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\lambda_i - \bar{\lambda})^2}{N}}$	Среднее квадратическое отклонение длин волн регистрограммы
6	$f_2(\lambda)$	Функция распределения длин волн регистрограммы
7	$r(\tau) = \frac{1}{\sigma_D^2 (n - \tau)} \sum_{i=1}^{n-\tau} \Delta D_i \Delta D_{i+\tau}$	Нормированная автокорреляционная функция

В целях выявления взаимосвязи крупности русловых отложений и статистических характеристик регистрограмм аэрофотоизображений соответствующих участков русла выполнен их сравнительный анализ. В табл. 3.2 сопоставлена крупность русловых отложений (диаметры камней обеспеченностью 50 и 90 %) с соответствующими ей статистическими характеристиками регистрограмм.

Таблица 3.2

Сопоставление крупности русловых отложений и соответствующих им статистических характеристик

Номер эталонного участка	$d_{50}$ мм	$d_{90}$ мм	$\Delta \bar{D}$	$\sigma_{\Delta D}$	$V_{\Delta D}$	$\bar{\lambda}$	$\sigma_{\lambda}$	$V_{\lambda}$
3	25	39	0,043	0,032	0,74	4,69	1,70	0,36
2	27	64	0,036	0,029	0,81	3,73	1,73	0,46
1	42	95	0,057	0,049	0,86	5,24	2,05	0,39
4	42	104	0,084	0,068	0,81	4,42	1,84	0,42
5	76	134	0,085	0,093	1,09	2,82	1,79	0,63
6	96	172	0,117	0,089	0,76	3,73	1,48	0,40

Кроме уже знакомых статистических характеристик в табл. 3.2 включены дополнительно коэффициенты вариации деталей оптической плотности и длин волн регистрограмм  $V_{\Delta D}$  и  $V_{\lambda}$ . Эти статистики подсчитаны по формулам:

$$V_{\Delta D} = \frac{\sigma_{\Delta D}}{\Delta D}, \quad (3.1) \quad V_{\lambda} = \frac{\sigma_{\lambda}}{\lambda}. \quad (3.2)$$

Для удобства анализа сведения по эталонным участкам размещены в порядке возрастания крупности русловых отложений. Анализ таблицы показывает, что связь с крупностью русловых отложений наблюдается только у двух статистических характеристик — средней детали оптической плотности  $\Delta D$  и среднего квадратического отклонения деталей плотности  $\sigma_{\Delta D}$ . Полученные зависимости показывают принципиальную возможность использования указанных статистических характеристик для определения крупности русловых отложений, однако из-за малого числа точек они пока не могут быть оценены и тем более широко рекомендованы для применения на практике.

**3.1.2. Оценка пригодности космической информации.** В изучении руслового процесса материалы космических съемок пока находят весьма ограниченное применение из-за большой генерализации снимков, малой разрешающей способности информации, недостаточности методических разработок и др. Космическая информация по характеру ее получения делится на два вида: ТВ снимки и материалы космического фотографирования (МКФ). Телевизионные снимки в нашей стране получают с искусственных спутников Земли (ИСЗ) системы «Метеор». Материалы космического фотографирования получают с различного вида носителей типа станции «Салют», космических кораблей «Союз» и др. Рассмотрим особенности использования этих двух видов информации для оценки руслового процесса рек зоны БАМа.

Для анализа пригодности снимков с ИСЗ «Метеор» использованы изображения сканера малого и среднего разрешения (М-25 и М-28), полученные в разные сезоны года. На снимках малого разрешения находят отображение русла только наиболее крупных рек: Ангары, Лены, Амура. Даже такие крупные реки, как Витим, Олекма, отображаются на снимках лишь в редких случаях, например при большом контрасте с окружающей территорией. По снимкам можно дешифровать положение водохранилищ Иркутской, Братской и Усть-Илимской ГЭС и притоков, находящихся в подпоре. Ниже Усть-Илимской ГЭС по р. Ангаре опознаются основное русло и острова. По р. Лене можно отдешифровать только положение основного русла. Надежно дешифрируется русло р. Лены начиная от устья р. Витим и далее вниз по течению. С увеличением ширины русла улучшается его изображение на снимках. Дешифрируемость русла раз-

лично в разные сезоны года. Наиболее благоприятные условия при наличии льда в русле и отсутствии снега на прилегающей территории. На снимках среднего разрешения кроме таких крупных рек, как Ангара, Лена, Амур, дешифрируются русла рек Витима (в среднем и нижнем течении) и Шилки (в нижнем течении).

Использование спутниковой информации для оценки затопления пойм можно проиллюстрировать на примере р. Чары. В конце июня — начале июля 1976 г. по р. Чаре проходил паводок редкой повторяемости с выходом воды на пойму и ее затоплением в среднем на глубину более 1 м. Пойма была затоплена в течение 3 сут. Последовательный просмотр снимков со спутника «Метеор» с акцентированием внимания на изображении русла и поймы р. Чары показал, что высокий паводок, вызвавший затопление поймы, нашел отображение на снимках за 2 июля (наивысший уровень зафиксирован на гидрологическом посту Чара 1 июля — 513 см над нулем графика). Особенно хорошо заметна характерная полоса потемнения вдоль русла на снимке в зоне 0,8—1,0 мкм. Известно, что именно этот участок спектра дает наилучшие результаты для дешифрирования открытых водных поверхностей. Темный тон изображений затопленной поймы (рис. 3.2) по насыщенности почти сопоставим с изображением озер (Ничатка, Орон, Большое Леприндо), но это не является свидетельством ее сплошного затопления. Вероятно, оставались массивы подтопленных деревьев, отдельные бугры и гряды, но их размеры были не больше нескольких элементов разложения съемочной системы, поэтому они не смогли придать тоновую неоднородность изображению затопленной поймы. Контур разлива был отдешифрирован по снимку за 2 июля и перенесен на карту масштаба 1 : 300 000. На участке р. Чары от устья р. Ингамакита до впадения р. Большой Икабы площадь затоплений была около 280 км<sup>2</sup>, ширина разливов изменялась от 1,5 до 9,0 км.

Итак, по ТВ изображениям со сканера малого разрешения в зоне 0,8—1,0 мкм возможно дешифрирование затопленных паводковыми водами пойменных земель при площади более 50 км<sup>2</sup> и ширине разлива, превышающем 2 км. При этом опознается лишь генерализованная граница затопленных и подтопленных земель без детализации внутри контура разливов. Для подробного дешифрирования контура разлива и подразделения поймы на затопленные полностью и частично участки нужно использовать съемочные материалы более высокого разрешения и фотографического качества.

Материалы космического фотографирования имеют большую применимость для оценки руслового процесса.

Снимки масштаба 1 : 1 000 000 дают возможность достаточно отчетливо наметить границы поймы для рек шириной свыше 100—200 м (средние и большие реки), что важно для оценки

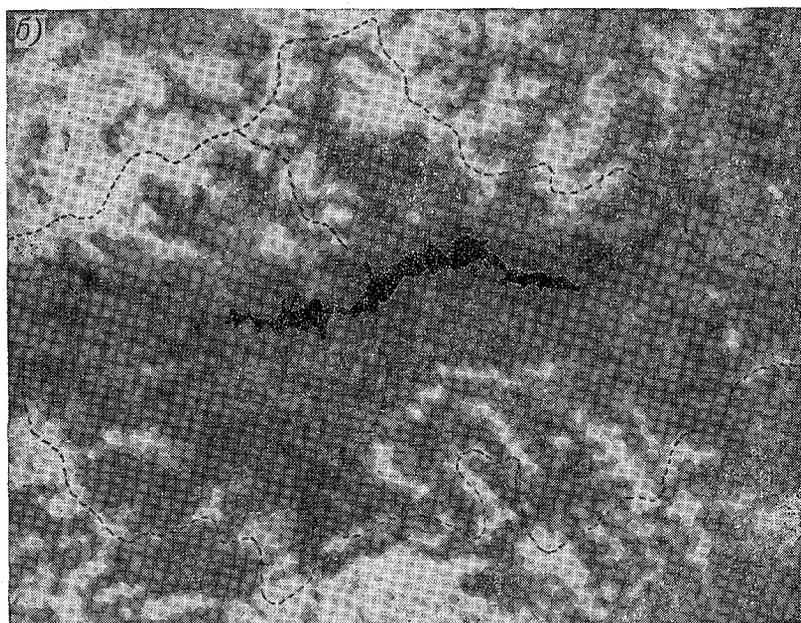
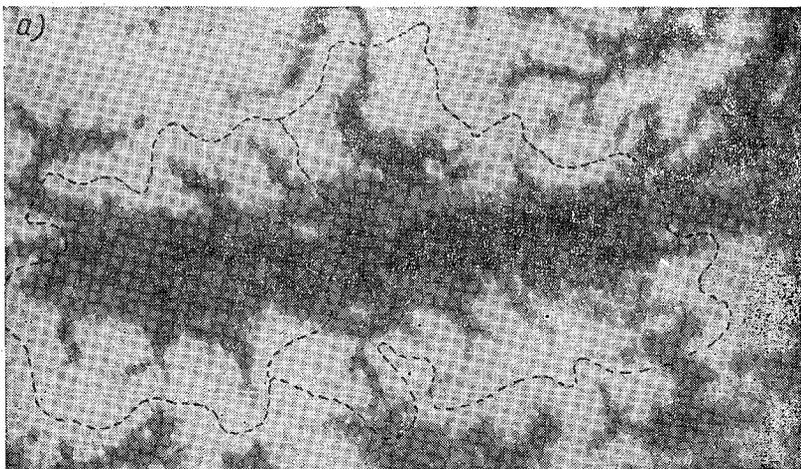


Рис. 3.2. ТВ изображения малого разрешения с ИСЗ «Метеор» в зоне 0,8—1,0 мкм водосбора верховья р. Чары (граница водосбора показана пунктирной линией).

а — до паводка (11.VI 1976 г. уровень воды по гидрологическому посту Чара 212 см);  
б — во время паводка 2.VII 1976 г. при уровне воды по гидрологическому посту Чара 476 см с затоплением поймы (граница разливов показана точечной штриховкой).

возможных границ плановых деформаций русла, изменений размеров, затоплений по длине реки, выявления связи плановых очертаний с особенностями геологического строения речных долин, особенностей строения узлов их слияния и т. п., а также для наблюдения за распространением волны половодья по длине реки.

Поскольку на снимках (особенно отснятых на пленку «инфраред») удастся проследить границы зоны выклинивания подпора от водохранилищ, т. е. различить затопленную и свободную от воды части поймы, по-видимому, по этим снимкам можно установить границы разливов широких рек в разные годы, т. е. исследовать режим затоплений поймы. Это важно и для проблемы расчета стока, для оценки строения поймы, разливов и степени занесения наносами.

На снимках удается достаточно отчетливо проследить контуры отложений наносов в руслах крупных рек (шириной порядка 1 км) и выявить их приуроченность к плановым очертаниям русла и долины.

По снимкам масштаба 1:1 000 000 (черно-белым, спектрально-нальным и цветным) можно решать более широкий круг задач, связанных с оценкой русловых процессов, чем по материалам съемок с ИСЗ «Метеор». Надежно дешифрируются русла средних рек — Верхней Ангары, Муякана, Верхней, Средней и Нижней Ларбы, Лопчи и малых рек — Хани (на устьевом участке), устьевой участок р. Имангры, р. Котера, р. Ангаракана (на отдельных участках). Можно констатировать, что русла рек шириной более 50 м надежно дешифрируются на таких снимках. В благоприятных случаях дешифрируются отдельные протоки шириной 5—10 м, старицы, острова в русле. Кроме положения основного русла на снимках дешифрируются границы затапливаемой поймы, русловые образования (пляжи, острова, осередки), на средних реках — старицы. Наиболее четко выделяется пояс меандрирования, например, по р. Амгуни на участке Сохан — Дуки. Материалы космического фотографирования дают наглядное представление об изменении руслового процесса по длине реки. Так, по р. Амгуни на участке от п. Могды до устья р. Нилана можно выделить несколько участков с разными типами руслового процесса: Могды — Герби — Джомку — Хунарин — Дуки — устье Нилана. Подтверждаются выявленные ранее границы участков с разными типами руслового процесса по рекам Нюкже и Олекме, но с более детальным выделением участков с разными типами руслового процесса. Например, по р. Нюкже выделяются следующие участки: устье р. Джелти — п. Эльгакан — 15 км выше п. Усть-Уркима — п. Капитальный — Заездок — п. Лопча — устье р. Нюкжи.

Для широких пойменных участков возможно дешифрирование строения поймы: видны валы и межгривовые понижения, озера и сеть пойменных проток.

Информативность спектрональных снимков почти не превышает информативность снимков черно-белой печати. Восприятие спектрональных снимков несколько лучше для оценки пониженных частей поймы.

По снимкам масштаба крупнее 1:1 000 000 круг решаемых задач для оценки русловых процессов расширяется. Информативность МКФ приближается к аэрофотоснимкам. На их основе надежно дешифрируются не только положения русла и все крупные русловые образования, но и такие формы, как пляжи, осередки, гряды и их элементы. Получение плановых характеристик для перечисленных русловых образований не вызывает затруднений. По МКФ более надежно дешифрируется граница поймы и ее элементы (вплоть до микроформ и растительности). Не вызывает сомнений проведение по МКФ типизации руслового процесса. Особенно важно то, что надежно проводится граница между изменениями в типах руслового процесса и вся река представлена на одном или нескольких снимках. Так, по притоку р. Муир. Мудирикану от истока до устья можно проследить изменение типов руслового процесса и получить плановые количественные характеристики. Оценка плановых деформаций на реках с малыми деформациями невозможна по материалам, снятым через короткий интервал. Для случаев прозрачных вод возможна оценка смещения ленточных гряд и тем самым оценка интенсивности руслового процесса.

Материалы космического фотографирования позволяют производить выбор места перехода ЛЭП и трубопроводов через реки более надежно и быстро за счет большой генерализации снимков (малые детали, вызванные характером растительности, исчезают или дают совокупность оттенков, подчеркивающих эти детали).

Таким образом, МКФ в русловых исследованиях могут быть использованы при решении таких задач, как: а) типизация руслового процесса и оценка плановых характеристик русловых форм; б) определение плановых деформаций русел больших и средних рек; в) изучение пойменных процессов и характера затопления пойм.

### 3.2. Описание типов руслового процесса

При анализе материалов аэрофотосъемок и наземных обследований по рекам зоны БАМа была использована ранее разработанная типизация руслового процесса для равнинных [48] и горных [27, 28] рек, выявлены новые типы руслового процесса (наледная и склоновая многорукавность) и выполнена подборка иллюстраций (рис. 3.3) для каждого типа в виде планового (а), перспективного (б) и схематичного (в) изображений участков рек.

Мерзлотно-геологические условия в зоне БАМа влияют на русловой процесс и накладывают своеобразный отпечаток на внешние его проявления. В приведенном ниже описании сделана попытка отразить влияние вечной мерзлоты на русловой процесс.

1. Ленточно-грядовой тип руслового процесса (рис. 3.3 1) выделяется на однорукавных меандрирующих участках рек при наличии местного ограничения извилистости неразмыываемыми склонами долины, конусами выносов боковых притоков, широкими оползнями. Русло в плане имеет незначительную и неупорядоченную извилистость, пойма отсутствует.

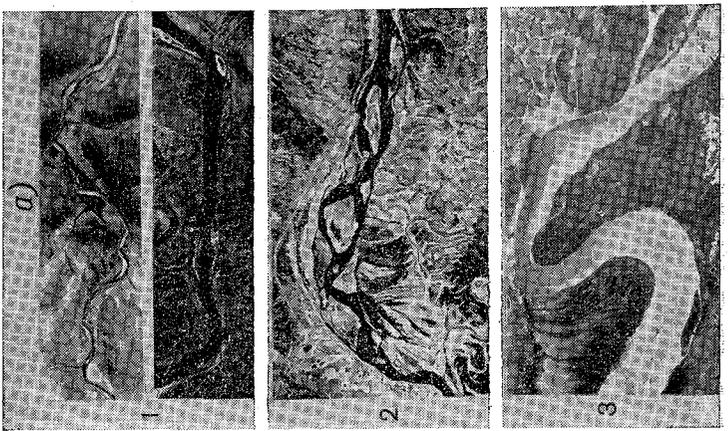
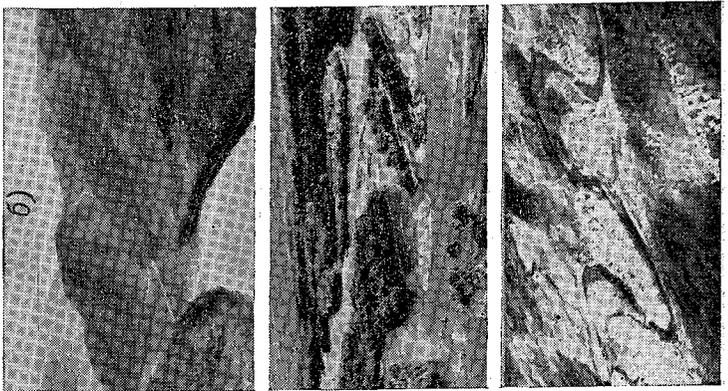
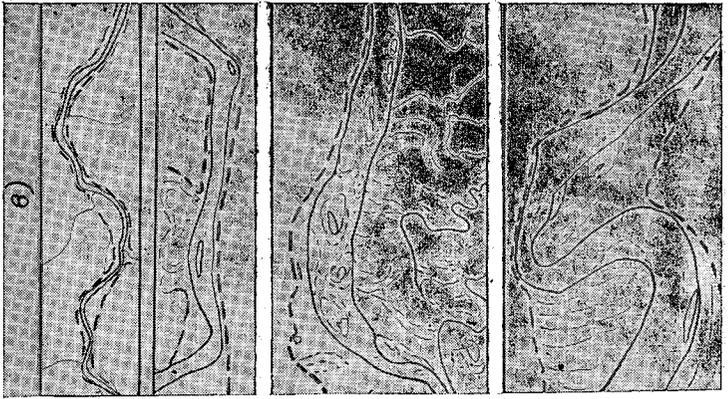
Русловые деформации сводятся к сползанию крупных песчаных гряд вниз по течению в период половодья. Шаг гряд обычно превосходит ширину русла. Влияние мерзлоты проявляется в очень медленном оползании по берегам растительного слоя вместе с деревьями по мерзлому слою. Берега обычно покрыты древесной растительностью до уреза, деревья слабо наклонены к воде.

Ленточные гряды встречаются в руслах меандрирующих рек, на участках, где река перенасыщена песчаными наносами за счет поступлений с обрушаемых берегов, в основном с выходов морены.

2. Русловая многорукавность (рис. 3.3 2) возникает в условиях перегрузки потока наносами при большой их подвижности. Для их транспортирования река использует весь продольный уклон долины и вырабатывает широкое распластанное русло. Русло реки, взятое в целом, не меандрирует, хотя элементы меандрирования могут возникнуть в отдельных протоках. Донные наносы перемещаются в виде беспорядочно расположенных гряд больших размеров, частично обсыхающих в межень и образующих осередки. Осередок закрепляется растительностью, способствующей оседанию наилка, превращается в остров. Поймы при русловой многорукавности относятся к островному типу, могут иметь большие размеры, сохраняют следы многих коротких протоков, частично действующих при прохождении паводков. Русловые деформации выражаются в перемещении гряд и осередков, в образовании новых протоков и отмирании существующих, а также в изменении плановых границ основного русла в результате меандрирования отдельных прибрежных протоков. Возможны существенные перемещения основного русла в результате оживления пойменных протоков. В зависимости от крупности донных наносов, размера твердого стока и продольного уклона реки русловые и пойменные деформации протекают с различной интенсивностью.

Русловая многорукавность возникает чаще всего на фоне других типов руслового процесса и как самостоятельный тип руслового процесса выделена на коротких участках.

3. Побочневый тип руслового процесса (рис. 3.3 1) является дальнейшим развитием ленточно-грядового. Прибереговые участ-



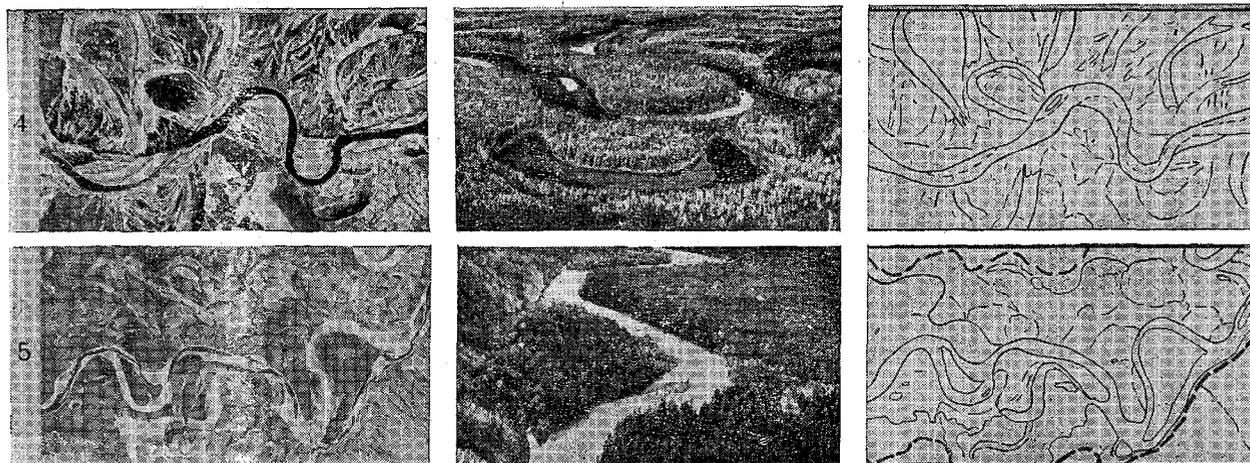
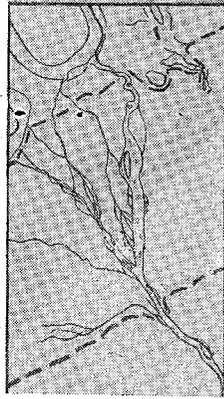
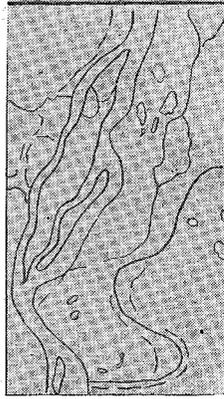


Рис. 3.3. Плановое (а), перспективное (б) и схематичное (в) изображение участков рек с разными типами руслового процесса.

1 — ленточно-грядовый и побочный типы руслового процесса; 2 — русловая многоруканность; 3 — ограниченное меандрирование; 4 — свободное меандрирование; 5 — незавершенное меандрирование; 6, 7 — пойменная многоруканность; 8 — горная склоновая многоруканность; 9 — горная русловая многоруканность; 10 — наледная многоруканность; 11 — вынужденное меандрирование.



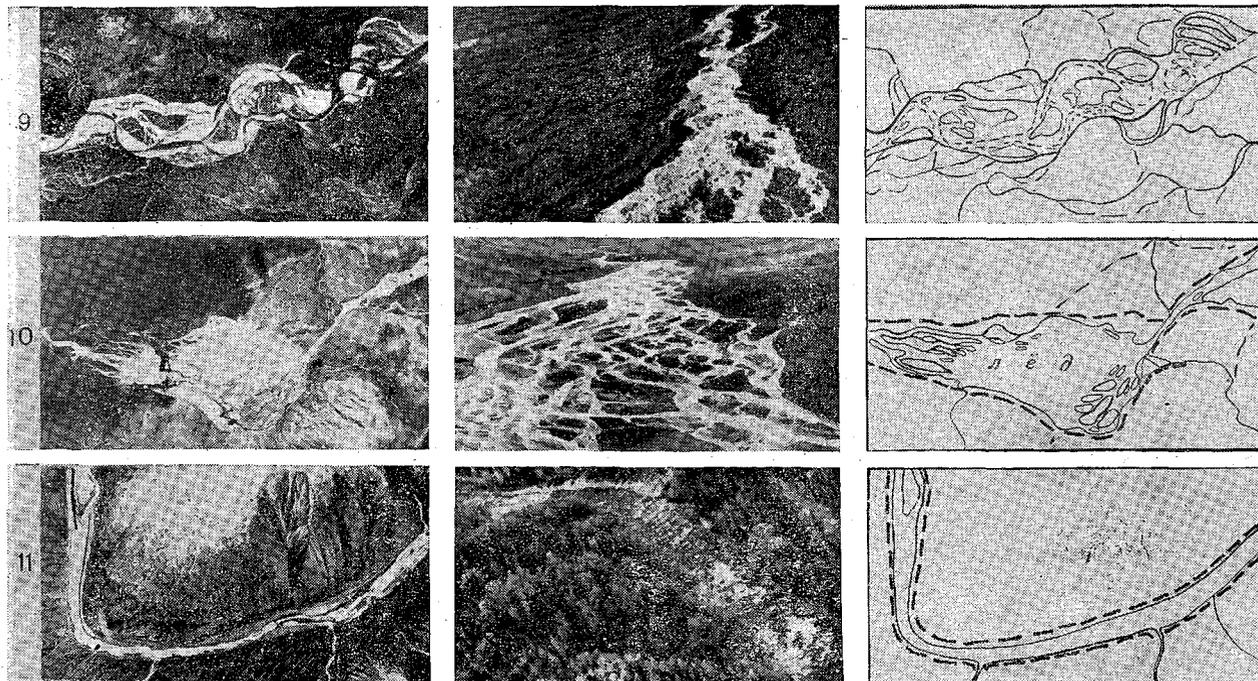


Рис. 3.3. Плановое (а), перспективное (б) и схематичное (в) изображение участков рек с разными типами руслового процесса.

1 — ленточно-грядовый и побочный типы руслового процесса; 2 — русловая многоорукавность; 3 — ограниченное меандрирование; 4 — свободное меандрирование; 5 — незавершенное меандрирование; 6, 7 — пойменная многоорукавность; 8 — горная склоновая многоорукавность; 9 — горная русловая многоорукавность; 10 — ледяная многоорукавность; 11 — вынужденное меандрирование.

ки перекошенных ленточных гряд в межень обсыхают, прекращают свое движение и образуют побочни, расположенные в шахматном порядке. Деформации русла сводятся к сползанию побочней и сезонному колебанию их отметок. Побочни нередко отторгаются потоком от берегов, что замедляет скорость их сползания. Побочневый тип руслового процесса встречается там, где слабая извилистость русла совпадает с извилистостью долины, где река оказывается прижатой к коренному берегу, и на прямолинейных участках при других типах руслового процесса.

4. Ограниченное меандрирование (рис. 3.3 3) — это дальнейшее развитие и усложнение побочневого процесса, выражающееся в появлении слабоизвилистого русла и отдельных пойменных массивов, приуроченных к каждой излучине реки. Пойменные массивы подмываются с верховой стороны и наращиваются с низовой, что и приводит к сползанию излучин.

Плановые русловые деформации сводятся к сползанию излучин и пойменных массивов вниз по течению, причем сама форма русла и поймы не претерпевает заметных изменений. Высотные деформации в русле сводятся к снижению гребней перекатов в межень и восстановлению их в половодье. В плесе высотные деформации имеют противоположное направление. Влияние мерзлоты проявляется в общем замедлении плановых изменений, что выражается в своеобразном обрушении подмываемых берегов — «обрушении — оползании».

5. Свободное меандрирование (рис. 3.3 4) развивается в достаточно широких речных долинах, склоны которых не ограничивают свободное развитие плановых деформаций излучины. Для свободного меандрирования характерно: широкая пойма со староречьями и грядовым рельефом поверхности, наличие на участке излучин, находящихся в разных стадиях развития, и скоплений наносов в виде пляжей у выпуклых берегов.

При свободном меандрировании излучина проходит замкнутый круг развития, состоящий из нескольких этапов. В начальной стадии развития излучина сползает вниз по течению (при углах разворота, не превышающих  $120^\circ$ ). При дальнейшем увеличении угла разворота сползание излучины приостанавливается, но ускоряется ее разворот. Развитие излучины завершается сближением подмываемых берегов выше и ниже расположенных смежных излучин, прорывом перешейка, переходом всего потока в прорыв и отмиранием отпавшей излучины.

Пойменные деформации сводятся к возникновению новых грив, остающихся в результате отступления русла, и к систематическому медленному нарастанию наилка.

Многолетняя мерзлота вызывает отклонения от типичного хода развития излучин, перестраивая рисунок русла и поймы в плане и изменяя темпы русловых деформаций.

Для данного типа руслового процесса при наличии многолетней мерзлоты характерно следующее:

1) Одновременное спрямление нескольких излучин. Вероятнее всего, спрямление происходит при катастрофическом весеннем половодье, когда русло реки еще заполнено русловой наледью и паводочный поток прокладывает себе дорогу по прямой, чаще всего по понижению вдоль коренного берега. Спрямяются две-три излучины, иногда спрямление захватывает десятки излучин. На отдельных пойменных массивах одновременное спрямление всех излучин имеет какую-то периодичность, так как спрямленные излучины находились на одной стадии развития (очевидно, последнему спрямлению предшествовало подобное же спрямление в далеком прошлом). Излучины спрямяются и на ранних и на поздних стадиях развития. Характер спрямления «взрывной» (в отличие от постепенного спрямления при незавершенном меандрировании).

2) Отторжение устьевых участков притоков в процессе развития излучин, образование участков с пойменной многорукавностью.

3) Выравнивание и понижение пойменных массивов на участках, где растительный покров полностью уничтожен пожарами. После пожаров нарушается установившееся равновесие, возрастает глубина оттаивания мерзлых грунтов, происходит заполнение оплывшими грунтами пойменных емкостей (стариц), исчезает гребистый рельеф поймы, пойма понижается и заболачивается. На таких поймах растет только травянистая растительность, изредка ерники, лиственничные леса не восстанавливаются.

4) Заполнение пойм оплывами со склонов. Солифлюкционные процессы приобретают катастрофические размеры, если склоны оголены после пожаров.

5) Образование своеобразного обрушения подмываемых берегов — «обрушение — оползание».

«Обрушение — оползание» характерно для всех меандрирующих рек в зоне многолетней мерзлоты. Интенсивность оползания верхнего оттаявшего слоя по мерзлому слою различна. При медленном оползании и небольшой высоте меженных берегов (1,5—2,5 м над меженными уровнями) деревья сохраняют вертикальное положение. При возрастании интенсивности оползания деревья наклоняются, обрушиваются в воду, создавая «гребенки» вдоль подмываемых берегов, и перегружают русло топляками. При высоте берегов 3,0—4,5 м над меженными уровнями нарушается сцепление в оползающем слое, образуется «мысообразное оползание». Покрытие берегов растительным слоем, армирование «гребенками» из обрушенных деревьев защищают их от интенсивного размыва.

6) Создание неупорядоченной извилистости линии берегов вдоль всей излучины из-за обнажения старых навалов деревьев. При развитии излучин (при переработке пойменного массива) река вскрывает на подмываемых берегах старые навалы деревь-

ев, погребенные под слоем наносов и в условиях многолетней мерзлоты сохранившиеся в течение тысячелетий. Старые навалы затормаживают процесс меандрирования, являясь на коротком участке ограничивающим фактором. Процесс срезки вскрытых навалов очень медленный, река подмывает берега и они обрушиваются в виде полуцирков до и после навалов, создавая извилистую линию берега.

6. Незавершенное меандрирование (рис. 3.3 5) опознается на аэрофотоснимках по наличию на некоторых излучинах меандрирующей реки спрямляющих протоков. Спрямляющий проток может отчленять сразу несколько излучин. Стадия развития излучины, при которой появляется спрямляющий проток, прямо связана с глубиной затопления поймы: чем глубже затопление поймы, тем на более ранней стадии развития излучины появляется спрямляющий проток.

По мере развития спрямляющего протока замедляются плановые деформации основного русла и происходит постепенное его отмирание. Спрямляющий проток при своем возникновении может иметь случайные плановые очертания, подчиненные местным неровностям поймы. Со временем возникают русловые формы, позднее появляются признаки меандрирования. Эта общая замедленность процесса не исключает в отдельных случаях больших скоростей перемещения береговой линии.

Незавершенное меандрирование приурочено в основном к участкам перехода от горных рек к равнинным, на которых галечно-валунный материал еще заполняет большую часть поверхности русла и пляжей. В нижней части таких участков, в местах перехода к свободному меандрированию, галька остается только на перекатах и приверхах песчаных пляжей. Наибольшее количество «провалов» и обнажений погребенных льдов на подмываемых берегах наблюдается в основном на участках с незавершенным меандрированием.

Процесс, подобный незавершенному меандрированию, возникает на участках выходов морены, где происходит обратное перемещение излучины от вогнутого берега к выпуклому. Этот процесс можно описать следующим образом. При врезке излучины в морену образуется распластанное русло, перенасыщенное наносами. На гребнях ленточных гряд оседают деревья, переносимые рекой. Навалы деревьев заносятся песком, образуются острова, сначала зарастающие ивой и тополем, затем, при повышении отметок островов, лиственницей. Острова приобретают серповидную форму, повторяя кривизну излучины, увеличиваются в длину вверх по течению за счет оседающих на приверхах навалов деревьев. Боковой размыв и подрезка ухвостьев островов, армированных деревьями, происходит очень медленно, так как в условиях многолетней мерзлоты деревья, особенно пни, погребенные под наносами, сохраняются тысячелетиями. При образовании двух-трех линий серповидных островов излучина на-

чинает отступать от вогнутого берега, так как острова в паводок уже перекрывают потоку путь к коренному берегу, защищая его от размыва. На приверхах островов продолжают оседать новые навалы деревьев, протоки вдоль вогнутого берега заносятся и зарастают.

7. Пойменная многорукавность (рис. 3.3 6, 7) отличается наличием широкой поймы, в которой река протекает многими рукавами. Выделить основное русло среди многочисленных протоков не всегда удается. Острова, образованные протоками, представляют собой участки поймы и обладают плановой устойчивостью. Отдельные рукава имеют значительную протяженность и могут рассматриваться как самостоятельные реки того или иного типа.

Участки с пойменной многорукавностью приурочены к устьевым участкам больших рек и к участкам выхода из узкой щелеобразной долины в широкую.

8. Горная склоновая многорукавность (рис. 3.3 8) наблюдается при выходе горных потоков из узких долин на склоны долины главной реки. В этом случае чаще всего полностью исчезает действие ограничивающего фактора. Поток веерообразно растекается по склону, создает свой конус выноса, но сохраняет еще значительные уклоны. При прохождении селей и при паводках редкой обеспеченности поток меняет положение основного русла (блуждание по склону). Выносы селей оседают у подножия общего конуса выноса. На приустьевых участках конусы выноса выдвигаются на пойму главной реки, постепенно уменьшая ее размеры, иногда полностью перекрывают пойму, стесняют русло и даже частично перегораживают его, создавая подпор на вышележащем участке и увеличивая уклоны на нижележащем.

9. Горная русловая многорукавность (рис. 3.3 9) отличается от равнинной большими уклонами, большей крупностью донных наносов. Поток, не выходя за пределы паводочного русла, формирует осередки и побочки. При быстром спаде уровней они сохраняют свои размеры и формы. В межень поток управляется руслом. Протоки имеют небольшую длину и направлены под разными углами к основному потоку, вплоть до прямого.

На участках с горной русловой многорукавностью в русле и на пойме лежит крупный валунно-галечный материал. На таких участках чаще всего расположены глубокие «талики», спутниками которых являются гигантские тополя и ива «чозения». Крупный грубообломочный материал поступает непосредственно со склонов долины. Хорошо окатанный, очень крупный материал оседает на отдельных участках после периодически проходящих селей. На многих участках плановые деформации значительны, особенно на участках, где резко прекращается действие ограничивающего фактора.

10. Наледная многорукавность (рис. 3.3 10) — это русловая

(чаще всего горная) многорукавность на участках наледных полях. Наледь перестраивает русловую многорукавность, расширяет русло, уменьшает уклоны, способствует аккумуляции наносов. По картографическим материалам выявлена определенная зависимость между отношениями уклонов и отношениями ширины русла соответственно на участке выше наледи (русло сжато) и на участке наледи (резкое расширение русла). При расширении русла в 3 раза наледь, как правило, образуется без изменения уклона, а при расширении русла в 6 раз уклоны уменьшаются примерно в 4 раза.

На участках с наледной многорукавностью полностью отсутствует древесная растительность на островах, они покрыты карликовой растительностью. Исключение составляют острова, отсеченные наледью от коренного берега, отметки которого выше ледяного поля.

Отмечена неустойчивость в плане всех протоков и островов. Площади зарастания осередков примерно в 2 раза больше площади размыва островов. Это частично подтверждает наличие интенсивной аккумуляции, но объясняется в основном живучестью карликовой растительности, которая перемещается вниз по течению на обрушенных почвогрунтовых массивах после их обкатывания и подрезки потоком, оседает на осередках и способствует их быстрому зарастанию. В паводок образуются и новые протоки после оттаивания жильных льдов. Они имеют вид узкой глубокой канавы. Поток расширяет канаву и превращает ее в русло.

11. Вынужденное меандрирование (рис. 3.3 11) встречается на участках рек с преобладающим влиянием ограничивающего фактора. Ограничивающий фактор здесь целиком определяет характер руслового процесса. В результате бокового ограничения потока образованы прямолинейные участки или вынужденные горные излучины, следующие изгибам долины. На таких участках иногда видны зачаточные поймы. В основном поймы отсутствуют, много порогов и водопадов, которые могут быть как следствием выхода коренных пород в русле, так и результатом обвала глыб с отвесных склонов долины. Транспорт донных наносов бесструктурный. Пляжи и острова служат как бы перевалочными пунктами для наносов. Часто они сложены из крупных камней и не меняют своего местоположения. Как правило, вынужденное меандрирование встречается на верхних и средних участках горных рек.

Приведенная типизация руслового процесса в какой-то степени схематична и, безусловно, не может отразить всего многообразия явлений, протекающих на реках. Не всегда можно однозначно определить тип руслового процесса. Во многих случаях на одном и том же участке реки можно наблюдать совместное развитие двух и даже трех типов руслового процесса. Одной из составляющих, как правило, является побочный процесс.

### 3.3. Гидроморфологическая характеристика рек зоны БАМа

Трасса БАМа пересекает огромное число рек и в большинстве случаев проходит по их долинам в непосредственной близости от русла. Наиболее сложным с точки зрения влияния руслового процесса на земляное полотно центральный участок трассы. Поэтому в первую очередь были проведены исследования для тех рек, по которым при строительстве необходимо иметь данные о русловом процессе. К их числу относятся: Олекма, Нюкжа, Муя с Муяканом, Куанда, Чара, Гилжой, Селемджа. Объем исследований по этим рекам различен. По некоторым рекам, таким как Муя, выполнены специальные аэрофотосъемки, проведено сопоставление материалов аэрофотосъемок разных лет, осуществлено наземное обследование. По другим рекам анализ проводился только по материалам аэрофотосъемок. Поскольку по изучаемым рекам информация о характере руслового процесса практически отсутствует, признано целесообразным привести в этом разделе подробные сведения, полученные при анализе материалов наземного гидроморфологического обследования и аэрофотосъемки.

**3.3.1. Река Муя (левый приток р. Витима).** Выделение типов руслового процесса по р. Муе и ее притокам выполнено на основании материалов аэрофотосъемки среднего масштаба и уточнено при наземном обследовании. Результаты типизации представлены в виде схемы на рис. 3.4. В верховьях р. Муи и на малых притоках русловой процесс развивается следующим образом: у истоков ярко выражено влияние ограничивающего фактора, при расширениях долин и изменении уклонов образуется горная русловая и наледная многорукавность, на участках выхода на склоны главной долины образуется склоновая многорукавность, на пойме р. Муи притоки меандрируют (незавершенное и свободное меандрирование).

На основе сопоставления материалов аэрофотосъемок, выполненных с 1948 по 1975 г., получены сведения о плановых деформациях (табл. 3.3). Материалы аэрофотосъемки 1975 г. послужили основой при выполнении наземного гидроморфологического обследования по основному руслу р. Муи. Поскольку р. Муя имеет в верховьях ряд труднопроходимых порогов, обследование выполнено только на участке от 292-го километра до устья (километраж разбит от устья). Основные результаты гидроморфологического обследования р. Муи показаны на рис. 3.5 (от 292-го до 144-го километра) и на рис. 3.6 (от 97-го километра до впадения в р. Витим). См. вклейку. На представленных схемах невозможно показать все разнообразие факторов, влияющих на русловой процесс, поэтому дополнительно приводятся данные, полученные при обследовании (в последовательности вниз по течению реки). Глубины потоков, поверхностные скорости, высота берегов измерены на участке от 292-го до 144-го километра при уровне воды по гидрологическому посту Лапро

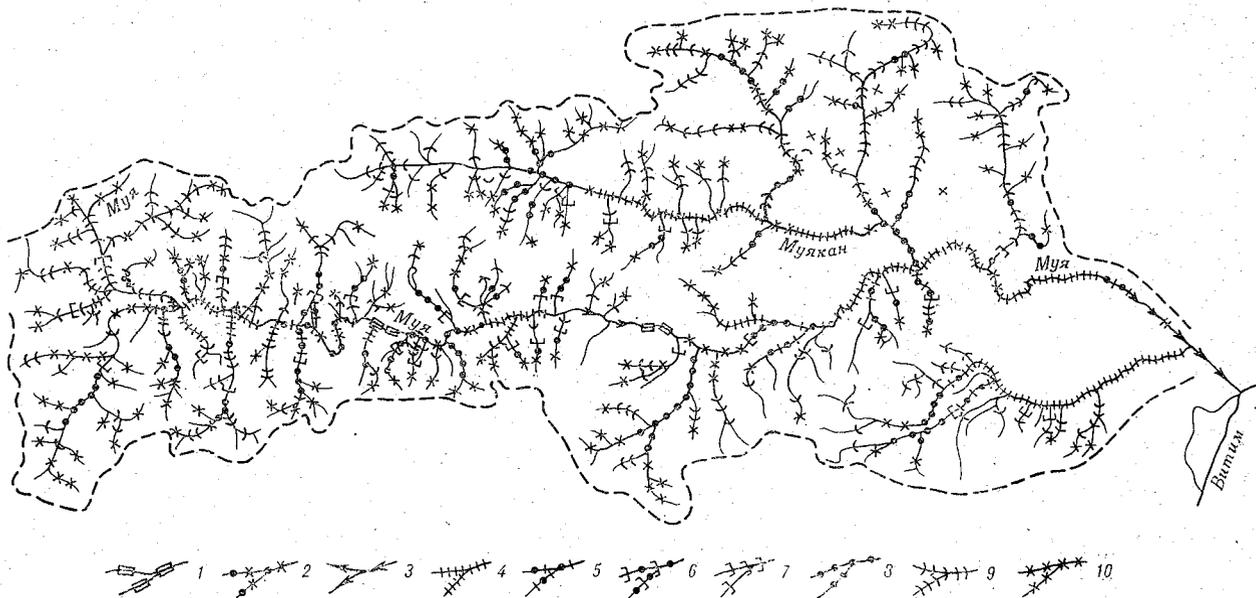


Рис. 3.4. Схема распределения типов руслового процесса на реках Муйской котловины.

1 — ленточно-грядовый и побочный типы руслового процесса; 2 — русловая многорукость; 3 — ограниченное меандрирование; 4 — свободное меандрирование; 5 — незавершенное меандрирование; 6 — пойменная многорукость; 7 — горная склоновая многорукость; 8 — горная русловая многорукость; 9 — наледная многорукость; 10 — вынужденное меандрирование.

Таблица 3.3

## Плановые деформации на реках зоны БАМа

Река	Тип руслового процесса	Годы сравнения	Максимальная скорость смещения береговой линии, м/год		Полный цикл развития излучины, год
			размыв	намыв	
Бассейн р. Олекмы					
Нюкжа	СМ	1944—1975	1,0	1,0	700—2000
»	НМ		1,0—3,0	1,0—3,0	400—600
»	ОМ		1,0—2,0	1,0—2,0	—
»	РМН		2,0—5,0	2,0—5,0	—
»	ВМ		До 1,5	1,0	—
Верхняя Ларба	НМ	1944—1968	2,0—4,0	2,0—4,0	100—500
Средняя Ларба	НМ	1944—1968	2,0—6,0	2,0—6,0	100—500
Нижняя Ларба	НМ	1944—1968	<1,0	—	—
Лопча	СМ	1944—1968	1,0—2,0	1,0—2,0	—
Чильчи	НМ	1944—1968	<0,5	—	—
Унгуркхей	НМ	1944—1968	0,8	1,0	150—500
Верхняя Сувельга	НМ	1949—1975	1,0	1,0	—
Нижняя Сувельга	НМ	1949—1975	2,0—3,5	2,0—3,5	150—600
Талума	НМ	1949—1975	1,0—3,0	1,0—3,0	—
Олекма	РМН	1949—1975	5,0	10,0	—
»	ВМ	1949—1975	До 2,0	—	—
Тас-Юрях	ГРМН	1949—1975	4,0—7,0	4,0—7,0	—
Имангра	ГРМН	1949—1975	4,0—7,0	4,0—7,0	—
Хани	ВМ	1949—1975	До 1,5	—	—
Чарская котловина					
Чара	СМ	1964—1975	<0,5	—	>4500
			0,5—1,0	0,5—1,0	2000—4500
»	НМ	1964—1975	1,5—2,0	1,5—2,0	700—1500
			7,0—9,0	7,0—9,0	70—120
Лурбун	НМ	1964—1975	4,5—5,5	4,5—5,5	50—80
Ингамакит	НМ	1964—1975	2,5—4,5	2,5—4,5	70—100
»	ГРМН		4,5—6,5	4,5—6,5	—
Верхний Саукан	НМ	1964—1975	0,5—1,5	0,5—1,5	150—450
»	НМН	1964—1975	4,0—6,0	5,0—12,0	—
Средний Саукан	НМ	1964—1975	0,5—1,5	0,5—1,5	150—450
»	НМН	1964—1975	3,0—5,0	3,0—5,0	—
Кемен	НМ	1964—1975	2,0—3,5	2,0—3,5	100—150
»	ГРМН	1964—1975	8,0—9,0	8,0—9,0	—
Муйско-Куандинская котловина					
Витим	ПМН и РМН	1966—1975	0,5	4,0	—
Муя	СМ	1948—1975	0,5—1,0	—	2000—4000
»	СМ	1948—1975	1,0—1,5	—	300—1000
»	За паводок редкой обеспеченности	1948—1975	3,0—7,0	—	—

Река	Тип руслового процесса	Годы сравнения	Максимальная скорость смещения береговой линии, м/год		Полный цикл развития излучины, год
			размыв	намыв	
Муя	Переходный участок ниже р. Муякана	1948—1975	3,0—5,0	—	—
Муякан	ГРМН	1948—1975	2,5—8,5	2,5—8,5	—
»	СМ	1948—1975	0,5—1,5	—	300—1300
Куанда	СМ	—	1,0—2,0	—	—

#### Бассейн р. Гилюя

Гилюй выше устья р. Малого Гилюя	НМ	1943—1967	1,5—2,0	1,5—2,0	—
Гилюй у устья р. Малого Гилюя	НМ	1943—1967	3,0—6,0	3,0—6,0	—
То же	НМ	1943—1976	3,0—5,5	3,0—5,5	—
Гилюй у устья р. Могота	НМ	1968—1976	3,0—6,0	4,0—8,0	—
Гилюй у устья р. Джелтулы	НМ	1943—1976	2,5—3,0	3,0	—
Могот	НМ	1944—1976	2,5—4,5	2,5—4,0	—
Лапри	ГРМН	1944—1976	1,5—4,5	3,5—4,0	—
Геткан	СМ	1944—1976	<1,0	<1,0	—

#### Бассейн р. Селемджи

Селемджа	ПМН и РМН	1952—1974	20,0—23,0	20,0—23,0	—
Бысса	СМ	1953—1974	<0,5	<0,5	—
Янсай	СМ	1953—1974	<0,5	—	—
Бурунда	СМ	1953—1974	<1,0	—	—
Меун	СМ	1953—1974	<0,5	—	—
Большая Эльга	СМ	1953—1974	<0,5	—	—

#### Условные обозначения:

СМ — свободное меандрирование,  
НМ — незавершенное меандрирование,

ОМ — ограниченное меандрирование,  
ВМ — вынужденное меандрирование,

РМН — русловая многорукавность,  
ГРМН — горная русловая многорукавность,

НМН — наледная многорукавность,  
ПМН — пойменная многорукавность.

270—300 см и по гидрологическому посту Таксимо 200—250 см над нулем графика, а на участке от 144-го километра до устья при уровне по гидрологическому посту Таксимо 170—180 см над нулем графика.

Русловой процесс на участке от 292-го по 165-й километр определяется тем, насколько пойма стеснена склонами гор и конусами выноса притоков, и их водностью. Притоки выдвигают свои выносы на пойму, осуществляя сужение поймы. Интенсив-

ность наращивания конусов, вероятно, возросла за последние столетия вследствие эрозии склонов, лишенных растительности после разновременных пожаров, следы которых всюду видны на пойме и на склонах долины.

Пойма на участке от 292-го до 165-го километра в основном односторонняя, расположенная со стороны выпуклых берегов. Низкая пойма, высотой 1,5—3,0 м над меженными уровнями, находится на участках с незавершенным меандрированием, на участке ниже устья р. Муйский Могой, где еще сохраняются признаки свободного меандрирования, и на участке с горной русловой многорукавностью ниже устья р. Нижней Олни. На остальных участках пойма высокая, высота ее доходит до 5,0 м, наибольшая ширина 2500 м.

Развитие излучин на участке идет очень медленно, плановые деформации берегов незначительны, максимальные скорости обрушений лишь на коротких участках доходят до 2,0 м/год. Значительные обрушения связаны с вытаиванием погребенного льда, вскрытого при обрушении подмываемых берегов (187, 185, 182-й километры). На этих участках образовались «провалы» почти круглой формы с диаметром 30—100 м. На других участках обрушения мерзлых слоев имеют вид ниш, иногда забитых во время паводка песком. При обрушениях берегов на участке от 237-го по 230-й километр вскрыты старые навалы деревьев. На участках с ленточно-грядовым типом руслового процесса и ограниченным меандрированием берега заросли ивой и практически не обрушаются.

На участке от 137-го до 124-го километра тип руслового процесса можно определить как незавершенное меандрирование. Появляются песчаные гряды, постепенно уменьшается количество гальки, к концу участка она остается только на приверхах пляжей и на перекатах, высота берегов возрастает до 2,5—3,5 м, средний уклон резко уменьшается до 1,3 ‰, скорости потока на перекатах достигают 1,5—2,0 м/с, на остальных участках — 1,2—1,3 м/с, глубины в плесовых ложинах достигают 3,0 м.

На участке от 124-го километра до устья р. Муякана река свободно меандрирует по пойме шириной 1,5—2,0 км. Справа пойму ограждают склоны гор, с которых поступает обломочный материал. Левобережные склоны оголены в результате пожаров.

На 115-м километре река пересекает пойму и идет вдоль левого склона, врезаясь в морену и конус выноса р. Муякана. На правобережной пойме старицы заполняются выносами небольших рек и переработанным материалом морены. В русле р. Муи песок, появляются отдельные пятна гальки, отмытой из конуса выноса р. Муякана, высота берегов 2,5—4,0 м, средний уклон на участке около 1,0 ‰, скорости потока 0,6—0,8 м/с, высота пляжей 0,8—1,5 м, в русле имеются перекошенные ленточные гряды ( $h_{гр}=0,8 \dots 1,0$  м,  $L_{гр}=200 \dots 400$  м). Пойма р. Муи стеснена ко-

нусом выноса р. Муякана на участке длиной около 10 км. При впадении р. Муякана происходит резкое увеличение водности, возрастание уклонов и быстрое их выполаживание. Здесь отмечены максимальные плановые деформации до 5,0 м/год, в русле и на пляжах галька с  $d_{0\%} = 34 \dots 52$  мм, скорость потока 1,2—2,0 м/с, высота берегов 2,5—3,5 м. Ниже впадения р. Муякана пойма р. Муи резко расширяется, ширина ее доходит до 4000 м. Правобережная пойма высокая, заросшая лиственницей, березой, кустарником.

На участке ниже впадения р. Муякана отмечено одновременное спрямление семи излучин. Очевидно, при катастрофическом паводке р. Муя проложила себе новое русло по понижению вдоль левого коренного берега, повторив изгибы древних врезок излучин в коренной берег. Спрямленные излучины находились почти все на поздней стадии развития. Можно предположить, что последнему спрямлению излучин предшествовало более древнее спрямление всех излучин, поэтому их развитие шло одновременно. Современные излучины находятся на ранней стадии развития, имеются признаки побочного типа руслового процесса и ограниченного меандрирования.

Перед устьем р. Келяны пойма на р. Муе исчезает. Река Келяна стесняет русло р. Муи, прижимает его конусом выноса к скале, частично перегораживает, создавая подпор на вышележащем участке и увеличивая уклоны на нижележащем, зажатом между коренными берегами. На коротком прямолинейном участке ниже р. Келяны русло р. Муи выложено валунами и крупной галькой.

Ниже гидроствора Таксимо (72-й километр) появляется пойма шириной 2—4 км. Тип руслового процесса — свободное меандрирование, но на данном этапе развития излучин на участке до 62-го километра сохраняются значительные уклоны и скорости течения (на перекатах около 1,5 м/с), образуются широкие пляжи.

Транзитное движение по пойме наблюдается уже при уровнях 480—500 см (по гидрологическому посту Таксимо).

Ниже д. Таксимо (66-й километр) на правобережной пойме четко прослеживаются три положения старых русел. Одновременно спрямлялись до 10 излучин, находившихся примерно на одной стадии развития. Современное русло почти прямолинейно, очевидно, последнее спрямление произошло сравнительно недавно. Пойма на этом участке заполняется водой через прорву, расположенную на 61-м километре. При уровне 500 см (по посту Таксимо) по прорве проходит значительный расход воды, прорва расширяется за счет обрушения берегов. На участке от 72-го по 53-й километр галька из русла реки постепенно исчезает, вновь появляются перекошенные ленточные гряды, поверхностные скорости постепенно уменьшаются с 1,3 до 0,6 м/с.

На участке от 53-го километра до устья основной тип руслового процесса — ограниченное меандрирование. Пойма стеснена склонами гор (слева) и мореной (справа). Выходы морены заросли лесом. Открытые осыпи видны на коротких участках. Русло перенасыщено наносами. Перекошенные ленточные гряды всюду перекрывают русло, глубины на гребнях гряд в межень до 0,4 м, высота гряд 1,0—3,5 м, скорости потока 0,6—0,8 м/с, максимальные глубины до 4,0 м, высота берегов 2,5—3,5 м. На участке между 23-м и 13-м километрами, где выходы морены имеют высоту до 15 м, наблюдается своеобразный процесс «отступления» излучины от коренного берега. В русле на старых навалах деревьев образуются параллельные вогнутому берегу длинные, узкие серповидные острова (в два-три ряда). Рукав вдоль вогнутого берега заносится песком и постепенно зарастает.

На русловой процесс устьевом участке р. Муи оказывают влияние подпоры, создающиеся при паводках на р. Витиме. Скорости течения на устьевом участке 0,5—0,6 м/с, глубины в среднем около 1,5 м. Здесь значительны обрушения берегов, обнажены илисто-песчаные, песчаные, галечные отложения и мерзлые торфяники. За теплый период года обрушения мерзлых торфяников доходят до 10 м. Значительны обрушения берега на нижней части излучины у пос. Усть-Муя.

**3.3.2. Река Муякан (левый приток р. Муи).** Распределение типов руслового процесса по р. Муякану и его притокам показано на схеме рис. 3.4. На всем обследованном участке вдоль реки проходит трасса БАМа и дважды пересекает ее. Обследование реки выполнено на участке от устья до 137-го километра вверх по течению. Результаты наземного обследования участка в виде гидроморфологической схемы даны на рис. 3.7 (см. вклейку). Наземное изучение участка проведено с использованием материалов аэрофотосъемки и выполнено в июле 1978 г. при уровнях воды по гидрологическому посту Лапро 260—270 см над нулем графика.

В верховьях р. Муякан — горная река со скоростями течения около 2,0 м/с, с руслом, выложенным валунами и галькой. Ниже 133-го километра валунов в русле нет, начинается участок с крутыми галечными перекатами, недавними обрушениями берегов в протоках, часто перегороженных поваленными деревьями. Высота островов и берегов не более 1,2 м. Постепенно появляется пойма, уклоны уменьшаются, на ухвостьях пляжей появляется песок. На участке от 128-го до 119-го километра галька остается только на приверхах пляжей, пойма здесь стеснена конусами выносов притоков. Ниже 104-го километра пойма расширяется, ширина ее достигает 3500 м. На широкой пойме видны следы старых русел. Река периодически меняет положение русла, переходя от правого склона долины к левому. Одновременное спрямление многих излучин характерно для рек Муйско-Куан-

динской и Чарской котловин и, вероятнее всего, происходит во время весенних половодий, когда русло заполнено наледью. Возможно перекрытие русла конусом выноса селя или затором льда. Старый конус выноса селя, заросший лиственницей и сосной, сложенный из валунов диаметром 60—70 см, виден на правом берегу р. Муякана, на 76-м километре. По правобережным притокам р. Муякана периодически проходят сели, и крупный материал оседает на конусах выноса. Притоки, выходя на широкую пойму Муякана, превращаются в свободномеандрирующие реки, исчезают в озерах, соединяют озера с рекой. За нижней границей конусов выноса на пойме образуются наледи.

Пойма р. Муякана затапливается при уровнях от 400 до 480 см (по гидрологическому посту Лапро). При уровнях 410—430 см начинается транзитное движение, особенно по низкой пойме между 83-м и 75-м километрами. Поток проходит по понижениям через озера и при сужении поймы на 60-м километре возвращается в русло. Следы паводка, прошедшего в июле 1978 г., отмечены на высоте 2,0—2,2 м над обследованным уровнем воды, повсеместно видны следы перелива через узкие перешейки между излучинами, отмечено транзитное движение воды через пойменные озера.

Обрушения берегов незначительны, на коротких участках есть свежие обрушения (чаще всего обнажены торфяники), но размеры максимальных смещений бровок берегов находятся в пределах 1,0—1,5 м/год.

На участке от 54-го до 37-го километра пойма вновь стеснена конусом выноса р. Амнунды и склонами гор. Река Амнунда выносит сравнительно мелкую гальку с  $d_{50\%}=17$  мм, крупный материал, очевидно, оседает на наледи, расположенной недалеко от устья. Ниже р. Амнунды на почти прямолинейном участке скорость потока возрастает до 1,1 м/с, русло расширяется, глубины уменьшаются в среднем на 0,5 м, увеличиваются уклоны. Даже на участке со свободным меандрированием (37—15-й километр) средний уклон доходит до 1,7‰. Здесь на вогнутых берегах при активных обрушениях обнажаются песчаные, песчано-галечные отложения, вдоль берегов лежат поваленные деревья. Пойма выше и менее широкая, чем на участке 118—54-й километр, на ней нет множества пойменных озер.

В 15 км от устья пойма р. Муякана сужается конусами выноса рек Сунуекита и Акукана, которые выносят гальку и валуны ( $d_{50\%}=58 \dots 200$  мм) и определяют русловой процесс на приустьевом участке. На этом участке отмечается горная многорукость, глубины 0,3—0,7 м, скорость потока 1,5—3,0 м/с, острова заросли ивой и тополем, высота островов и осередков 0,3—0,8 м, на островах навалы деревьев, мелкие протоки забиты деревьями (вода уходит прямо в завалы). Галька разной крупности отсортирована по протокам. В некоторых протоках видны каменные гряды высотой до 1,0 м.

Заканчивая описание р. Муякана, нужно отметить, что растительный покров в долине не пострадал так сильно от пожаров, как в верхней долине р. Муи. Гари, в основном старые, видны в верхней части участка по правому склону и кое-где на пойме. По горям поднялся густой и высокий подрост лиственницы и березы.

**3.3.3. Река Куанда (левый приток р. Витима).** Большинство притоков и верховье р. Куанды — горные реки. Основной тип руслового процесса на этих участках — наледная многоруканность. В верховьях многих притоков значительно влияние ограничиваю-

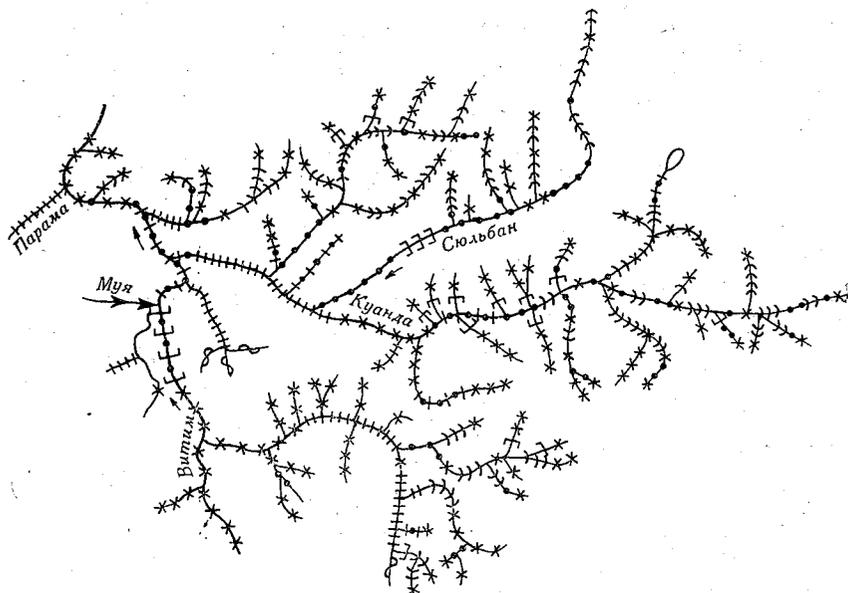


Рис. 3.8. Схема распределения типов руслового процесса на реках Куандинской котловины.

Усл. обозначения см. на рис. 3.4.

щих факторов. Схема распределения типов руслового процесса по р. Куанде и ее притокам приведена на рис. 3.8. Наземное обследование р. Куанды выполнено только на участке от гидрологического поста Куанда до устья (около 70 км). Результаты обследования в виде гидроморфологической схемы даны на рис. 3.9 (см. вклейку). Все измерения в русле и на берегу выполнены при уровне 180 см над нулем графика (по посту Куанда).

Основной тип руслового процесса на обследованном участке — свободное меандрирование, ширина поймы изменяется от 2000 до 4000 м. На участках впадения рек Сюльбана и Куды-Малой ширина поймы уменьшается до 800 м, происходит как бы «прижим» реки к левому коренному берегу конусами выно-

сов притоков. Тип руслового процесса на этих участках можно определить как незавершенное меандрирование.

Пойма высокая (4,0—5,5 м), транзитное движение воды по ней возможно только на коротких участках при уровнях — 480—530 см (по посту Куанда). Вся пойма может быть покрыта водой при катастрофических паводках (580—630 см). Средние уклоны потока небольшие и изменяются от 2,0 ‰ выше впадения р. Сюльбана до 0,13 ‰ на приустьевом участке.

На участке ширина русла увеличивается по длине реки от 120 м выше р. Сюльбана до 180 м у устья. Ширина русла достигает 400 м (распластанное русло с множеством песчаных осередков, с глубинами, не превышающими 0,2—0,5 м) на участках, где излучины врезаются в левобережную морену. Обнажения морены представляют собой вертикальные стенки высотой до 18 м, сложенные из слоистых песчаников. На таких участках видны обрушения берегов, русло перенасыщено наносами. Но плановые деформации малы. Значительный объем наносов поступает в русло за счет большой (6—18 м) высоты подмываемых берегов и большой (до 1,0 км) протяженности их в плане.

Обрушения берегов достигают 1,5—2,0 м/год только на коротких участках, в основном они менее 1,0 м/год. На подмываемых берегах видны отложения гравийно-галечные, песчаные, илисто-песчаные с пнями (следы старых навалов деревьев), торфянистые (чаще всего оттаивающая мерзлота).

Высота подмываемых берегов составляет в среднем 4,0—4,5 м, увеличиваясь до 3,0 м в месте впадения р. Сюльбана. На правом берегу приустьевого участка обнажены слои мерзлых торфяников. Подобные же обнажения находятся на левом берегу у устья р. Сюльбана. По виду торфяников можно судить о размерах плановых смещений берегов. Если обрушения незначительны, то после оттаивания торф обсыхает и становится коричневым. При значительных деформациях часто обнажаются мерзлые торфяники, берег обрушивается постоянно по мере оттаивания мерзлоты, обнаженные торфяники имеют черный цвет.

Глубина потока на гребнях перекатов доходит до 0,7 м, в плесовых лощинах на отдельных участках глубины до 4,0 м. В среднем глубина на участке 1,6—2,2 м. Поверхностная скорость потока в межень — 0,6—0,7 м/с. Возрастают скорости до 1,5 м/с на участках после впадения рек Сюльбана и Куды-Малой. На участке «сбоя» в спрямляющей протоке ниже устья р. Сюльбана скорости течения превышают 2,0 м/с.

На берегах, на пляжах, у входов в протоки образовались навалы деревьев. Навалы замываются песком, образуются острова, зарастающие ивой и тополем. Много деревьев остается в русле. Местами оно почти сплошь перекрыто торчачими, как пики, стволами.

Галечные пляжи и осередки в русле р. Куанды видны только у устьев рек Сюльбана и Куды-Малой, на остальных участках

от 69-го до 27-го километра галька отмыта в русле на гребнях перекаатов и на приверхах пляжей. Размеры гальки и площадь покрытия ею русла уменьшаются сверху вниз по реке. Начиная с 27-го километра в русле и на пляжах остается только песок, лишь в незначительных количествах поступает обломочный материал с правобережных склонов.

На всем участке положение уровня высоких вод находится на высоте 3,1—3,3 м от уреза.

**3.3.4. Река Чара (в пределах Верхнечарской котловины).** Река Чара, левый приток р. Олекмы, протекает вдоль Верхнечарской котловины, огражденной хребтами Кодар и Удокан, абсолютные отметки водоразделов которых колеблются от 2000 до 3000 м. Уклоны в верхней и нижней частях котловины значительно выше, чем в центральной. Склоны хребтов окаймлены широкой полосой морены, моренные гряды и холмы достигают высоты 100—150 м. Анализ материалов аэрофотосъемок позволил получить схему распределения типов руслового процесса на р. Чаре и ее притоках в пределах котловины (рис. 3.10). В верховьях р. Чары отмечается наледная многорукавность, переходящая в незавершенное меандрирование. В средней и нижней частях котловины р. Чара свободно меандрирует. Ширина поймы изменяется от 300 до 4000 м. Пойма в средней части котловины очень низкая, в верхней и нижней частях высокая. Пойма покрыта в основном осокой, местами кустарником, заболочена, в паводок затапливается. На низких, покрытых осокой пойменных массивах в средней части долины встречаются следы старых пожаров. Лес и кустарник полностью выгорели на значительных площадях. На оголенных после пожара площадях произошло более глубокое оттаивание мерзлых пород и, как следствие, оплыв и исчезновение старых излучин, общее выравнивание пойменного массива, опускание его (по глазомерной оценке) на 0,5—1,5 м.

Так же как на реках Муе и Муякане, на р. Чаре происходит одновременное спрямление нескольких излучин, очевидно, в весенний период, когда русло полностью заполнено русловой наледью. Например, на участке выше р. Курунг-Юрях в сравнительно недавнем прошлом произошло одновременное спрямление девяти излучин, река проложила новое русло по цепочке озер надпойменной террасы, высота которой над меженными уровнями составляет 5,0—8,0 м.

При развитии излучин р. Чара отсекает приустьевые участки своих притоков. Например, выше с. Чара русло р. Среднего Сакукана стало левым (развивающимся) рукавом р. Чары.

По совмещенным схемам последовательных аэрофотосъемок с интервалом между ними 7—11 лет определены размеры плановых деформаций как на р. Чаре, так и на устьевых участках ее основных притоков (см. табл. 3.3).

Максимальные смещения бровок берегов на коротком участке ниже впадения р. Ингамакита доходят до 9,5 м/год, на участ-

ке от устья р. Верхнего Сакукана до с. Чара в среднем около 1,0 м/год, и только на коротких участках достигают 2,0 м/год. У с. Чара обрушаемый берег частично закреплен, на нижнем, незакрепленном участке излучины скорость обрушения берега доходит до 4,5 м/год. На участке ниже с. Чара смещение бровок менее 1,0 м/год. Свежие обрушения берегов встречаются на коротких участках. В основном от интенсивного размыва берега защищены упавшими деревьями. Обрушение — оползание харак-

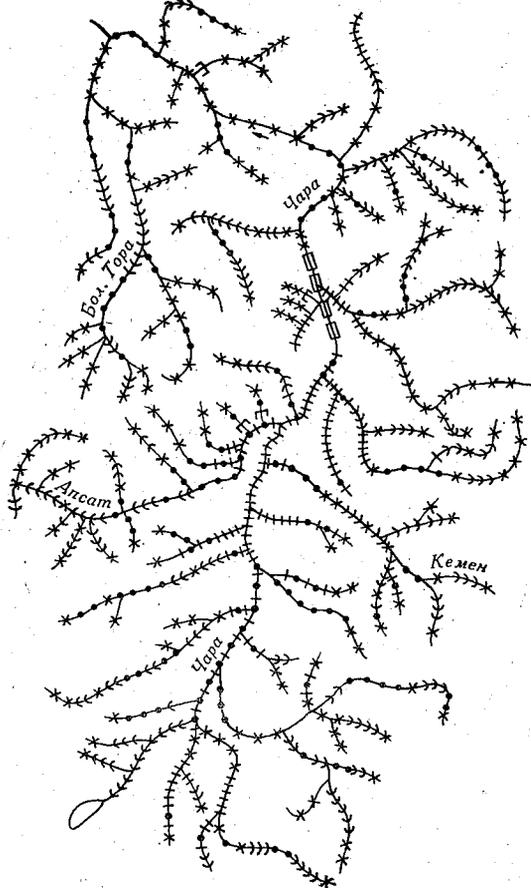


Рис. 3.10. Схема распределения типов руслового процесса на реках Верхнечарской котловины.

Усл. обозначения см. на рис. 3.4.

терно для р. Чары, на многих участках деревья оползли с поверхностным слоем и наклонены к воде. На участках, где река врезается в морену, отмечается интенсивное поступление песчаных наносов, расширение русла реки, наличие перекошенных ленточных гряд высотой от 0,8 до 1,5 м.

Максимальные глубины потока в межень составляют 3,0—3,5 м. Высота бровок берегов над меженным уровнем на верхнем участке изменяется от 2,0 до 3,0 м; на участке ниже р. Среднего Сакукана до протоки Люксигон — от 1,8 до 2,5 м; на нижнем участке — от 3,0 до 4,0 м. На участках, где излучины врезаются в морену, высота подмываемых берегов доходит до 30 м.

На многих участках рекой вскрыты старые навалы деревьев на глубине 1,0—1,8 м от поверхности. Эти навалы работают как берегоукрепительные сооружения, создавая на излучинах неупорядоченную извилистость берегов. Максимальные обрушения берегов наблюдаются на участках выходов мерзлоты, здесь деформаций доходят до 5,0 м/год.

На верхнем участке (выше р. Верхнего Сакукана) в русле и на приверхах пляжей отмечается в основном галька, но постепенно вниз по течению реки количество гальки на пляжах и в русле уменьшается. Значительное количество крупного материала выносят притоки Ингамакит и Нурунгакан. Песок выносят притоки р. Чары — Верхний и Средний Саукан. Ниже с. Чара русло в основном песчаное, небольшое количество гальки выносит р. Кемен.

Все притоки р. Чары — горные реки и только в долине на приустьевых участках они меандрируют (незавершенное и свободное меандрирование).

Определены размеры плановых деформаций на приустьевых участках притоков и на участках некоторых наледных полях (см. табл. 3.1). На наледях Среднего и Верхнего Сакукана за 11-летний период можно отметить плановую неустойчивость всех протоков и островов. Скорость размыва островов достигает 5,0 м/год, а скорость зарастания осередков доходит до 12,0 м/год.

Притоки р. Чары на приустьевых участках периодически меняют свое русло. Например, р. Средний Саукан дважды поменяла свое русло на участке выше с. Чара. Ее древние русла просматриваются на снимках вдоль склона долины, но большая часть древней поймы опущена, излучины заполнены оплывами со склонов. Усиление солифлюкционных процессов, очевидно, было вызвано сильными пожарами, оголившими большие площади на склонах (уроч. Чарские пески).

**3.3.5. Река Олекма с притоками Нюкжа и Хани на участке прохождения трассы БАМа.** Схема распространения типов руслового процесса по рекам водосбора р. Олекмы в районе прохождения трассы БАМа показана на рис. 3.11 (см. вклейку). Русловой процесс на этих реках зависит от характера той горной области, по которой река протекает.

Река Нюкжа (правый приток р. Олекмы) в верхнем и среднем течении пересекает плато с останцевыми кряжами и невысокими хребтами. Выделяются две области: низкая — расположенная в районе верхнего и среднего участков реки, с абсолютными отметками водоразделов до 800 м и превышением над

дном долины до 250 м, и более возвышенная — простирающаяся вдоль южной окраины Станового хребта (правый берег р. Нюкжи), с абсолютными отметками водоразделов до 1100 м и превышением над дном долины до 550 м.

Низкую горную область пересекают свободномеандрирующие левые притоки р. Нюкжи — Лопча, Малый Эльгакан и др. (до р. Марикты). На верхнем участке р. Нюкжи (до р. Уркимы) на фоне незавершенного меандрирования выделяются участки со свободным меандрированием.

Правые притоки и левые притоки ниже р. Марикты пересекают более возвышенную горную область, русловой процесс на них развивается по типу незавершенного меандрирования.

К рекам Олекме и Нюкже (в нижнем течении) справа подходят отроги Станового хребта, слева — хребет Удокан с абсолютными отметками водоразделов до 1800 м и превышением их над дном долины до 1000 м. Русловой процесс на этих участках рек развивается в основном по типу вынужденного меандрирования. На реках с вынужденным меандрированием обычно нет строгого совпадения извилистости русла и долины и на отдельных участках присутствуют зачаточные поймы. На таких участках наблюдаются плановые деформации (размыв и намыв) пойменных участков, не ведущие к однонаправленному смещению излучин. На участках расширения долины возникает русловая многорукавность.

В верховьях притоков рек Олекмы и Хани преобладает влияние ограничивающего фактора, появляются участки с наледной многорукавностью при незначительном расширении долины и изменении уклона. На притоках р. Нюкжи на участках наледных полей сохраняется однорукавное меандрирующее русло, здесь наледь существенно не влияет на русловой процесс.

Для определения размеров плановых деформаций было выполнено совмещение фотосхем, полученных в результате съемок 1944—1949 и 1968—1975 гг. на участке р. Нюкжи от устья р. Верхней Ларбы до впадения ее в р. Олекму, на участке р. Олекмы от пос. Усть-Нюкжа до устья р. Хани и на устьевых участках всех крупных притоков (см. табл. 3.3).

Полный цикл развития излучин на р. Нюкже при свободном меандрировании продолжается от 700 до 2000 лет при максимальных значениях скорости размыва обрушаемых берегов около 1,0 м/год.

При незавершенном меандрировании плановые смещения бровок берегов на р. Нюкже колеблются от 1,0 до 3,0 м/год, на некоторых участках доходят до 6,0 м/год. На реках Верхней и Средней Ларбе скорости плановых деформаций составляют соответственно 2,0—4,0 и 2,0—6,0 м/год. Наибольшие изменения в плане происходят на участках, где русло отходит от коренного берега. На участках, где русло прижато к коренному берегу, плановые изменения незначительны. Устойчивость же русла мо-

жет быть нарушена значительными выемками грунта из русла и с поймы.

На р. Нижней Ларбе скорости плановых деформаций менее 1,0 м/год, спрямление излучин происходит на более ранних стадиях развития, чем на Верхней и Средней Ларбе.

На р. Верхней Сульвеге скорость плановых деформаций находится в пределах 1,0 м/год, на р. Нижней Сульвеге доходит до 3,5 м/год. На р. Талуме за период с 1949 по 1968 г. произошло спрямление третьей от устья излучины; максимальные значения скорости плановых деформаций на устьевом участке изменяются от 1,0 до 3,0 м/год.

Меандрирование, подобное ограниченному, отмечено на коротких участках р. Нюкжи (две-три излучины на участке). Плановые деформации при этом типе руслового процесса на участке выше р. Лопчи доходят до 2,0 м/год, а на участке ниже р. Нижней Сульвеги не превышают 1,0 м/год.

Участки с русловым процессом, развивающимся по типу вынужденного меандрирования, встречаются в нижнем течении р. Нюкжи, на реках Олекме и Хани. На участках, где присутствуют зачаточные поймы, скорость плановых смещений доходит до 2,0 м/год.

При русловой многорукавности максимальная скорость плановых деформаций выявлена на р. Олекме на участке между устьями рек Тасс-Юрях и Кудули. На коротком участке берег размывается со скоростью 14,0 м/год. Левобережные притоки (Тасс-Юрях, Имангра и Имангракан) выносят в р. Олекму значительное количество наносов. Ниже их впадения русло р. Олекмы распластано, с осередками и островами.

На приустьевых участках рек Тасс-Юрях и Имангры при горной русловой многорукавности скорость плановых деформаций достигает 7,0 м/год.

При наземном обследовании участка р. Нюкжи от устья р. Средней Ларбы до устья р. Верхнего Давана установлено, что высота подмываемых берегов составляет 2,0—3,0 м над меженными уровнями, на отдельных участках увеличивается до 4,0 м при глубинах потока на участке 0,5—2,5 м. На берегах всюду следы выхода воды на пойму. В местах понижения берегов (до 1,5 м) видны выносы песка на берег. Пойма в основном низкая, затапливаемая в паводок, заболоченная, покрыта редкой угнетенной лиственницей. Скорости потока составляют 0,6—1,0 м/с, на перекатах около 2,0 м/с. Пляжи и осередки галечные (местами в ухвостьях песок), низкие, высота пляжей 0,3—0,6 м, местами доходит до 1,0 м, максимальные размеры гальки достигают 18,0 см. Высота вдольбереговой отмостки над меженными уровнями 1,2—2,0 м, на отдельных участках при высоте обрушаемого берега до 4,0 м высота отмостки доходит до 2,5 м.

**3.3.6. Реки Гилюй и Селемджа.** По этим рекам гидроморфологическая характеристика составлена только по материалам

аэрофотосъемки (без наземного обследования). Результаты типизации руслового процесса на р. Гилюе и его правобережных притоках приведены на рис. 3.12. Основной тип руслового процесса на р. Гилюе — незавершенное меандрирование, переходящее в пойменную многорукавность. На притоках рек Тынды и Геткана проявляется действие растительного покрова и мерзлых пород как ограничивающего фактора, так как малые потоки на пологих склонах большого протяжения не вызывают обрушения берегов, прикрытых оползшим по мерзлоте растительным слоем.

Выполнено совмещение схем по участкам р. Гилюя у устья рек Малого Гилюя, Могота, Желтулы и по участкам рек Могота, Лапри, Геткана. Максимальная скорость смещения береговой линии на р. Гилюе изменяется от 1,5 до 6,0 м/год, на р. Моготе — от 2,5 до 4,5 м/год, на р. Лапри — от 1,5 до 4,5 м/год, на р. Геткане менее 1,0 м/год.

При сравнении совмещенных схем за 1943—1967 гг. и 1943—1976 гг. обнаружено, что большие выемки грунта из русла во время строительства полотна железнодорожной магистрали снижают плановые деформации. Для определения разницы в плановых деформациях до и после выемки грунта из русла необходимо выполнение дополнительных исследований.

При анализе руслового процесса р. Селемджи и ее притоков использованы материалы аэрофотосъемки 1952, 1953 и 1974 гг. и карта 1903 г.

Для р. Селемджи характерно совместное развитие двух и даже трех типов руслового процесса. На участке выше р. Быссы наблюдается комбинация незавершенного меандрирования, переходящего в пойменную многорукавность с русловой (островной и осередковой) многорукавностью. Притоки в основном свободны меандрируют.

Почти на всех малых притоках есть участки, на которых нет сосредоточенного поверхностного стока, сток идет по мари по всей ширине ложбины и лишь на каком-то участке начинает формироваться русло. На некоторых притоках русло исчезает на приустьевых участках.

Для определения размеров плановых деформаций на р. Селемдже выполнено совмещение карты 1903 г. со схемой, составленной по съемке 1952 г. За 49 лет на участке выше р. Быссы произошла полная перестройка русла. При совмещении схем 1952 и 1974 гг. установлено, что скорость смещения бровок берегов доходит до 23,0 м/год. За 22-летний период произошли изменения по всей ширине русла, полностью размыты острова, осередки покрылись растительностью и превратились в острова.

Выполнено совмещение схем притоков р. Селемджи на участках пересечения их трассой. На реках Быссе, Бурунде, Меуне, Большой Эльге плановые деформации менее 0,5 м/год, на р. Бурунде на коротком участке они доходят до 1,0 м/год (см. табл. 3.3).

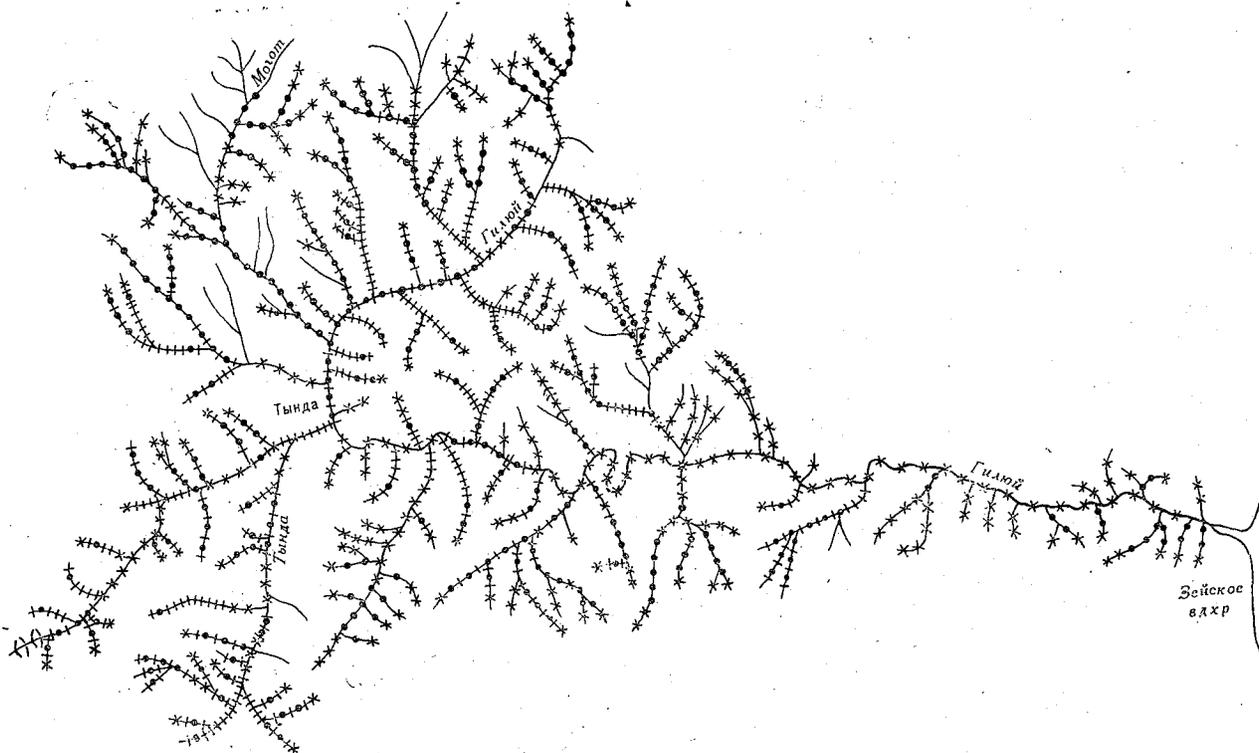


Рис. 3.12. Схема распределения типов руслового процесса на р. Гил'е и ее притоках в районе прохождения трассы БАМа.

Усл. обозначения см. на рис. 3.4.

## МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИЗУЧЕНИЯ ЛЕДОВО-ТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ВОДОЕМОВ ПО СПУТНИКОВЫМ СНИМКАМ

Оценка естественного изменения поверхности водоемов предусматривает необходимость многократного фиксирования ее в различные моменты режимного состояния. Для исследования динамичных быстропеременных гидрологических явлений требуются учащенные съемки. Наиболее детальную качественную информацию дают фотосъемки с самолетов и космических кораблей. Для наблюдения за динамичными процессами на водоемах допустимо использование менее точных, но зато более оперативных спутниковых систем.

### 4.1. Применение аэрокосмических методов для наблюдения за ледовой обстановкой на озерах

В зоне БАМа расположено несколько крупных водоемов: оз. Байкал (площадь 31 500 км<sup>2</sup>), два водохранилища (Братское — 5500 км<sup>2</sup> и Зейское — около 4000 км<sup>2</sup>) и много небольших озер (площадью менее 150 км<sup>2</sup>). В соответствии с этим следует рассмотреть детальность дешифрирования ледовой обстановки по снимкам для малых, средних и больших озер. Методика дешифрирования и картирования ледовой обстановки по спутниковым снимкам разработана на основе анализа данных для различных озер и водохранилищ СССР [16]. Эта методика применима и для озер рассматриваемого региона. По снимкам, полученным в весенний период сразу после схода снежного покрова, опознаются белые пятна озер Баунт (111 км<sup>2</sup>), Большого Еравного (104 км<sup>2</sup>), Котокельского (69 км<sup>2</sup>), Арангатуй (54 км<sup>2</sup>) и др. По последовательным съемкам можно получить информацию об очищении озер от льда. Пока озеро дешифрируется на снимке белым пятном, лед на нем есть. Когда характерные пятна озера или группы озер исчезают с изображения, значит, они очистились от льда и слились по тону с темным фоном поверхности. Таким образом можно определить сроки очищения от льда озер площадью более 10 км<sup>2</sup>. Есть еще один косвенный способ получить сведения о ледовой обстановке на озерах с привлечением спутниковой информации. Режим замерзания и вскрытия озер зависит от множества факторов, но в общем определяется закономерностями природных процессов, распространяющихся одно-

временно на большие территории. Поэтому существуют коррелятивные связи характеристик ледового состояния соседних либо удаленных друг от друга озер. Например, по наблюдениям за 13 лет обнаружена связь сроков очищения от льда оз. Байкал и оз. Большого Леприндо (площадь поверхности 17,2 км<sup>2</sup>). Коэффициент корреляции этой связи  $r$  равен 0,81, уравнение регрессии имеет вид

$$y = 0,50 x - 0,08.$$

Подобная связь существует и для расположенных в Забайкалье озер Гусино (162 км<sup>2</sup>) и Соснового (24 км<sup>2</sup>). Параметры связи за ряд (21 год) одновременных наблюдений:

$$r = 0,85; y = 0,77 x - 5,18.$$

Такие зависимости можно выявить по материалам многолетних наземных наблюдений на гидрологических постах. В дальнейшем, имея оперативные спутниковые снимки, на которых изобразилось одно из озер, а другое по какой-либо причине не дешифрируется (покрыто облачностью, помехи при записи и пр.), можно с использованием подобных зависимостей получить сведения об очищении от льда озера, которого непосредственно на снимке не видно.

Для больших водохранилищ региона (Братское, Зейское) спутниковые снимки малого разрешения обеспечивают опознавание трех состояний поверхности: ледяной покров, несплошной ледостав, чисто. Значительно большая детализация ледового состояния поверхности возможна по снимкам для оз. Байкал. В соответствии с Методическими рекомендациями [16] для озера доступно определение границы льдов, выделение участков с разреженными и сплоченными ледяными полями, разграничение ледяного покрова на заснеженные и малозаснеженные участки. По результатам дешифрирования снимка можно определить степень покрытия озера льдом на момент съемки.

При подготовке Методических рекомендаций [16] ощущался недостаток материалов ледовых авиаразведок, аэрофотосъемок, синхронных с ТВ съемками. В результате проведения подспутниковых работ теперь получены материалы маршрутных аэрофотосъемок ледовой обстановки на озерах Байкал, Ладожском, Онежском. Сопоставление синхронных авиаразведок, аэрофотосъемок и ТВ съемок с ИСЗ помогает уточнить дешифровочные признаки различных деталей ледовой обстановки на озере. Кроме того, в последнее время появились массовые материалы спутниковых многозональных съемок и надо установить спектральные дешифровочные признаки. До настоящего времени специалисты ограничивались лишь расшифровкой ледовой обстановки на озерах по спутниковым снимкам и поэтому нет примеров использования этой информации при изучении ледового режима

озер. Эти вопросы в какой-то мере рассмотрены в следующих разделах главы на примере оз. Байкал.

**4.1.1. Возможная и необходимая частота съемок.** Необходимость дистанционных наблюдений за ледовой обстановкой на больших озерах не требует особой аргументации. Для этой цели систематически выполняются аэровизуальные наблюдения на больших озерах и водохранилищах. Однако недостатки таких наблюдений также очевидны: сложность организации авиаразведки в нужный момент, зависимость от погодных условий, субъективность результатов и малая точность картирования границ основных видов ледяных образований на озере. Поэтому возможность использования регулярно поступающих материалов ТВ съемок с ИСЗ заслуживает серьезного внимания.

Для целей оперативного наблюдения за ледовой обстановкой необходимы съемки в период осенних ледовых явлений и установления ледостава и в период вскрытия озера и очищения его от льда. Зимние снимки озера, как правило, не дают дополнительной информации кроме той, что на озере ледостав. По современным снимкам невозможно определить зоны торошения, местоположение малых трещин и полыней. В период образования ледостава ситуация на озере быстро меняется и может быть прочитана по снимкам. Основным ограничивающим фактором в этот период является недостаточная длительность светового дня — спутник должен пройти над районом в светлую часть суток.

Наряду с распознаванием по снимкам ледовой обстановки на озере нужно оценить возможную и необходимую частоту съемок исследуемого объекта из космоса. Облачность значительно влияет на качество изображения акватории озера весной. Частоту закрытия изучаемого объекта облачностью можно определить по климатологическим данным либо по материалам фактических съемок с ИСЗ. Такие оценки были выполнены для оз. Байкал в период вскрытия и очищения его от льда.

Таблица 4.1

Характеристика закрытия оз. Байкал облачностью по данным наземных наблюдений

Станция	Ясные дни			Пасмурные дни		
	III	IV	V	III	IV	V
Слюдянка	5,9	3,0	2,2	6,5	8,4	9,2
	16,5	11,7	9,8	1,2	2,1	3,3
	5,7	4,4	3,5	4,8	7,8	7,6
Узур	23,7	19,5	16,1	0,2	0,4	0,5
	4,4	2,8	2,5	10,4	10,9	11,8
Нижнеангарск	20,3	12,4	10,0	0,2	0,8	1,6

Примечание. В числителе дана общая облачность, в знаменателе — нижняя.

По климатологическим данным, количество ясных и пасмурных дней (по облачности общей и нижнего яруса) для трех метеостанций, расположенных в южной, центральной и северной частях озера, распределяется крайне неравномерно (табл. 4.1):

Количество ясных дней для оз. Байкал в среднем составляет в марте 4—6, в апреле 3—4 и в мае 2—3. Итак, в мае, когда озеро вскрывается и очищается от льда, самые неблагоприятные условия для съемки. Недаром среди местных жителей бытует примета: «Вот Байкал разойдется (в смысле освободится от льда) и погода наладится».

Для оценки закрытости озера облачностью по фактическим съемкам привлечена информация с ИСЗ «Метеор» за 1971—1976 гг. Использованы микрофильмы фотомонтажей спутниковых снимков. Оценка облачности произведена визуально. Отсутствие облачности над озером принималось за нуль, полное закрытие озера облачностью — за 100 %. Интерполяция между нулем и 100 % производилась ориентировочно. В расчет принимались только данные, полученные в дневное время суток (по ТВ изображениям). Данные за один день по нескольким съемкам с разных спутников принимались за один случай, независимо от их количества. Результаты определения общего количества съемок озера и снимков, принятых к анализу, совмещены с данными наблюдений за облачностью над районом и приведены в табл. 4.2. Левая часть таблицы показывает теоретическую возможность получения безоблачных снимков озера за отдельные месяцы, а правая — практическую реализацию этой возможности. Средняя часть таблицы (число пасмурных дней) дает количество случаев, когда невозможно дешифровать озеро на снимках, даже если бы эти снимки и были получены. Анализ данных табл. 4.2 обнаруживает, что, хотя для района и характерно малое количество безоблачных дней в весенний период (до 8 за месяц), возможно получение достаточно большого количества удачных снимков озера (до 15 в месяц). Причины такого несоответствия заключаются в следующем: 1) для анализа ледовой обстановки принимались снимки, на которых облачность закрывала от 0 до 25 % акватории озера; 2) климатологические данные характеризуют облачные условия над метеостанциями, которые расположены на берегу озера, но бывают случаи, когда облачность отсутствует над озером, а над сушей она есть; 3) для съемки озера с ИСЗ достаточно пятиминутного безоблачного «окна» в пасмурный день.

Интервалы между удачными съемками озера за рассмотренный период были весьма различны (от 2 до 30 сут). Надо сказать, что в течение прошлых лет система «Метеор» не всегда работала регулярно, поток ТВ информации не был стабильным. При этом следует помнить, что фактическая частота наблюдения нужного объекта с ИСЗ помимо облачности в значительной мере лимитируется также количеством спутников на орбите и вре-

Таблица 4.2

Число ясных и пасмурных дней (по общей облачности) в районе оз. Байкал и количество снимков, принятых к анализу ледовой обстановки

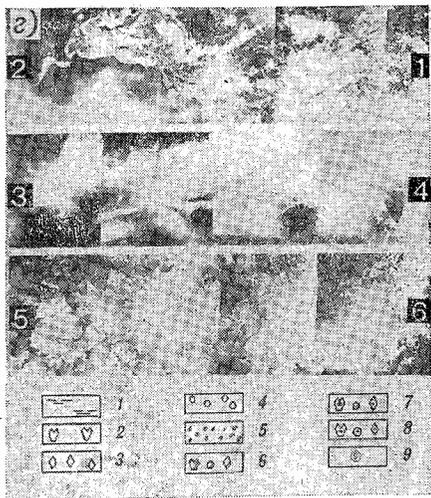
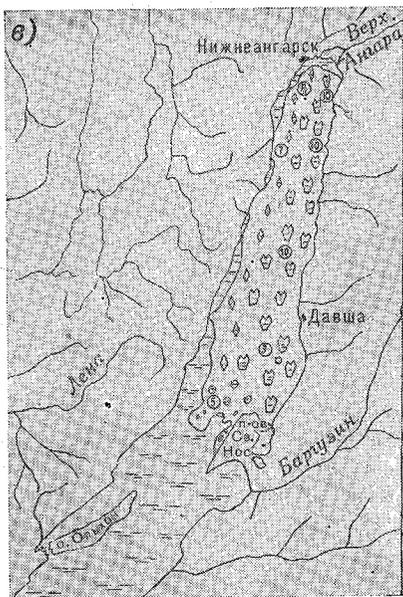
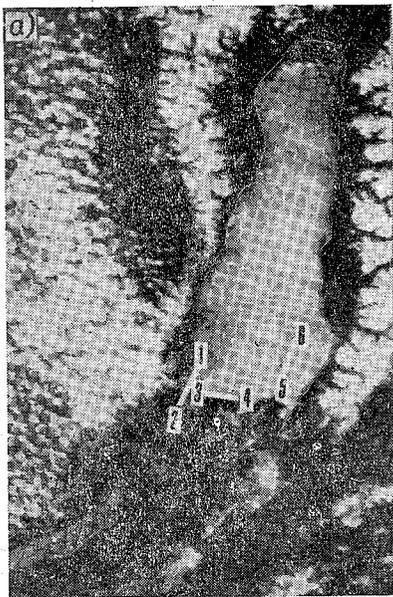
Месяц	Ясные дни			Пасмурные дни			Количество удачных снимков (0-25 % облачности над озером)
	Байкальск	Нижне-ангарск	Узур	Байкальск	Нижне-ангарск	Узур	
1971 г.							
Март	5	5	6	10	14	5	1
Апрель	2	4	0	5	10	6	3
Май	0	3	2	11	13	2	0
Всего	7	12	8	26	37	13	4
1972 г.							
Март	2	3	8	8	9	2	6
Апрель	1	4	6	12	8	5	1
Май	1	1	1	15	12	7	0
Всего	4	8	15	35	29	14	7
1973 г.							
Март	0	1	6	11	16	3	10
Апрель	1	1	2	14	14	4	11
Май	1	1	0	13	10	4	8
Всего	2	3	8	38	40	11	29
1974 г.							
Март	1	4	7	17	9	6	8
Апрель	0	2	3	11	11	2	12
Май	1	2	1	11	10	3	14
Всего	2	8	11	39	30	11	34
1975 г.							
Март	4	1	4	9	14	5	15
Апрель	0	2	2	21	10	9	12
Май	0	4	1	7	15	7	4
Всего	4	7	7	37	39	21	31
1976 г.							
Март	3	4	8	10	7	3	15
Апрель	4	6	8	10	4	1	10
Май	—	—	—	—	—	—	5
Всего	7	10	16	20	11	4	30

менем их прохода над районом, эксцессией (смещение траекторий) орбиты, надежностью и качеством приема информации с ИСЗ. Делать окончательные выводы о частоте съемок на основе материалов прошлых лет рано. Однако учет климатологических данных и опыта предшествующих лет позволяет утверждать, что спутниковые съемки обеспечат получение информации, достаточной для наблюдения за ледовой обстановкой на оз. Байкал в периоды ледостава (март), начала разрушения ледя-

ного покрова и очищения озера от льда (апрель — первая половина мая). Продвижение кромки льда к северу (май) удастся проследить по снимкам лишь при условии стабильной работы на орбите двух-трех спутников. Очень мала вероятность получения информации в завершающий период очищения озера от льда (конец мая — июнь). При большой меридиональной протяженности оз. Байкал над его акваторией отмечаются различные синоптические процессы, вызывающие периодические закрытия части озера облачностью. Очень редки снимки, когда вся поверхность оз. Байкал (при наличии льда) свободна от облачных покрытий. Кроме того, весной и в начале лета на берегах и островах озера случаются лесные пожары. Образующийся при этом дым закрывает соседние участки озера, что также необходимо учитывать при дешифрировании снимков, зафиксировавших такую ситуацию.

**4.1.2. Особенности дешифрирования ледовой обстановки на оз. Байкал.** Местные особенности ледового режима озера в значительной мере влияют на детальность дешифрирования снимков и надежность результата. Для озера характерна сохраняющаяся от года к году закономерность освобождения от льда [10]. Вскрытие начинается у западного побережья (исток Ангары — Большое Голоустное — Бугульдейка) и постепенно охватывает южный Байкал. Далее граница льда смещается в средний и северный Байкал. Характерно более позднее сохранение льдов у восточного побережья. Такие закономерности вскрытия и очищения озера от льда хорошо прослеживаются по последовательным спутниковым снимкам и в общем облегчают дешифрирование ледовой обстановки.

Другой особенностью является неравномерность распределения снежного покрова по поверхности льда и отмечающееся ежегодно сдувание снега ветрами северо-западных и северо-восточных направлений. При этом оголяется ледяной покров у западного побережья озера. По данным В. М. Моложникова [4], изолиния высоты снега на льду 0—5 см отсекает по ширине почти третью часть поверхности и проходит вдоль западного побережья от истока р. Ангары до мыса Котельниковского. Такая ситуация значительно осложняет дешифрирование спутниковых ТВ изображений. На зимних снимках вдоль западного побережья (в южной и центральной частях озера) отчетливо видны темные пятна, которые можно ошибочно отождествить с открытой водной поверхностью. Другая сложность дешифрирования этого района озера заключается в том, что весной именно здесь в первую очередь появляется открытая вода. Хотя на бесснежных участках за зиму и образуется более мощный ледяной покров, но весной, при повышенной инсоляции, темный лед («гололедка») начинает разрушаться прежде всего, а затем появляются участки чистой воды. И по снимкам в этом районе не отмечается характерного перехода изображения от



светлых зимних тонов к темным летним. Поэтому при дешифрировании границы льда на этом участке необходимо привлекать материалы наблюдений гидрологических постов и ближайших по времени авиаразведок ледовой обстановки.

Перейдем теперь к уточнению дешифровочных признаков на основе сравнения спутниковых изображений с материалами аэрофотосъемки ледяных образований на озере. Масштаб съемки и ее разрешающая способность определяют степень генерализации, что, в свою очередь, ограничивает детальность дешифрирования ледовой обстановки. В настоящее время съемки с ИСЗ «Метеор» уже обеспечивают три уровня генерализации деталей: оперативная система (НП<sub>2</sub>), система малого разрешения (МСУ-М) и система среднего разрешения (МСУ-С). Две первые вполне сравнимы по объему обеспечиваемой ими ледовой информации. Третья система (МСУ-С) дает изображение, наиболее близкое к мелкомасштабной аэрофотосъемке, и количество получаемой по таким снимкам информации значительно превосходит те возможности, которые рассмотрены в упоминающихся Методических рекомендациях [16].

Рассмотрим совместные материалы авиаразведок, маршрутных аэрофотосъемок (АФС) и спутниковых телевизионных (ТВ) съемок. ТВ изображения и аэрофотосъемки отличаются по масштабам более чем на два порядка (ТВ — 1 : 10 000 000 — 1 : 15 000 000, АФС — 1 : 60 000 — 1 : 100 000). Поэтому для сопоставления произведено некоторое приближение их друг к другу по масштабам. ТВ снимки были увеличены до масштабов 1 : 800 000 — 1 : 1 200 000, а аэрофотоснимки уменьшены — до 1 : 200 000. Съемки за 1 и 3 июня 1977 г. (рис. 4.1) по всем признакам являются квазисинхронными, заметных изменений ледовой обстановки за эти двое суток не произошло. В северном Байкале видны сплоченные ледяные поля, больше прижатые к восточному берегу; вдоль западного побережья отмечаются крайины шириной до 5 км; в северной части озера (район г. Байкальск — г. Нижнеангарск) — чисто. Граница льда проходит от мыса Заворотного на среднюю часть п-ова Св. Нос. По ТВ снимкам эту ситуацию можно прочесть точно так же. Основная масса льда на снимке в зоне 0,5—0,6 мкм отобразилась почти матовой светлой текстурой с равномерно распределенными темноватыми пятнами. На изображении в зоне 0,8—1,0 мкм отмечается более темный фототон с общим сохранением текстурно-

Рис. 4.1. Квазисинхронные материалы авиасъемок и ТВ съемок с ИСЗ «Метеор» оз. Байкал.

*a* — ТВ снимок в зоне 0,5—0,6 мкм за 1.VI 1977 г. с расположением маршрутов аэрофотосъемки; *b* — ТВ снимок в зоне 0,8—1,0 мкм за 1.VI 1977 г.; *в* — картограмма ледовой авиаразведки за 3.VI 1977 г.; *г* — монтажи аэрофотоснимков по маршрутам аэрофотосъемки за 3.VI 1977 г.

Условные обозначения к картограмме ледовой авиаразведки: 1 — чисто, 2 — большие ледяные поля, 3 — обломки ледяных полей, 4 — крупнобитый лед, 5 — мелкобитый лед, 6 — белый лед, 7 — серо-белый лед, 8 — серый лед, 9 — густота льда в баллах.

структурных соотношений, аналогичных зоне 0,5—0,6 мкм. По мере уменьшения сплоченности ледяных полей проявляется все более четкая пятнистость структуры изображения. Граница льда изобразилась широкой полосой изреженных светлых пятен на темном фоне. Причем по снимкам видно, что плавучие ледяные поля были еще и в среднем Байкале (о. Ольхон — п-ов Св. Нос). При авиаразведке здесь отмечалась чистая вода, по-видимому, ледяные поля уже прибило к основной массе льда. Аэрофотосъемка была выполнена фрагментарно, в наиболее характерных местах. Маршрут 1—2 проходит от сплоченных ледяных полей (7—8 баллов) через границу льда на чистую воду. Маршрут 3—4 показывает ледовую границу из ветровых полос мелкобитого льда. Граница льда на этих маршрутах видна хорошо, но из-за бликования контраст вода — лед на АФС выражен гораздо слабее, чем на ТВ снимках. Участок сплоченных ледяных полей (9—10 баллов) (преимущественный размер 2 км) полигональной формы из белого и серо-белого льда показан на маршруте 5—6. Тон изображения этого участка на ТВ снимках примерно такой же, как на АФС, но полигональная пятнистая структура АФС здесь проявляется лишь слабыми неоднородностями текстуры.

В другом случае синхронной съемки привлечен рядовой ТВ снимок, полученный оперативной системой НП<sub>2</sub> (рис. 4.2). Северный Байкал занят сплоченными ледяными полями (7—9 баллов) с постепенным разрежением к берегам и в сторону ледовой границы. По снимку хорошо дешифрируются широкие закраины вдоль западного берега, граница льда, а также неоднородности густоты льдов. Основная информация заключается в преобразовании однородной (зимней) матовой текстуры в различные структурные детали. Широкие трещины и раздвоя дают полосатую структуру, разреженность ледяных полей проявляется в пятнистой структуре. Маршруты аэрофотосъемки проложены поперек озера (от берега до берега) по трем характерным участкам: ледяной покров с трещинами (вскоре после взлома его) 5—6, ледяные поля и битый лед различной густоты 3—4 и граница льда 1—2.

Рассмотренные примеры сравнения аэрофото- и ТВ съемки убеждают нас в том, что основные ледяные образования и все их изменения (вплоть до различий в сплоченности льда порядка 2—3 баллов) находят отображение на спутниковом снимке. Поэтому надо смелее читать такие снимки и все неоднородности изображения отождествлять с изменениями ледовой ситуации. Закономерности генерализации ТВ изображения по сравнению с мелкомасштабной АФС таковы, что на ТВ снимках проявляются структуры более высокого ранга. При этом не возникает заметных изменений фототона изображения льда. Преобразование структурных особенностей АФС в текстурные и

микроструктурные на ТВ снимке происходит в основном по следующим градациям:

— заснеженный ледяной покров изображается матовой белой текстурой на АФС и ТВ;

— сплоченные ледяные поля (9—10 баллов) в зависимости от их цвета, формы и направленности разводей изображаются на АФС разнообразными структурами (как правило, ломаной геометрической формы), а на ТВ — светлой матовой текстурой с более темными микрозернами (иногда определенной ориентировки);

— ледяные поля (в смеси с битым льдом) сплоченностью 7—9 баллов придают ТВ изображению зернистую текстуру;

— большие ледяные поля сплоченностью 5—7 баллов изображаются на ТВ снимках явно выраженной пятнистой расплывчатой структурой; наиболее крупные из полей (размером более двух-трех элементов разложения) при соизмеримости их с разводями могут быть дешифрированы отдельно;

— малые ледяные поля и битый лед придают ТВ изображению неопределенную размазанную пятнистость с соответствующим преобладанием темных или светлых текстур;

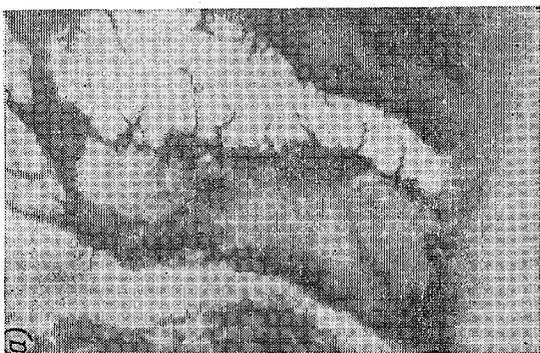
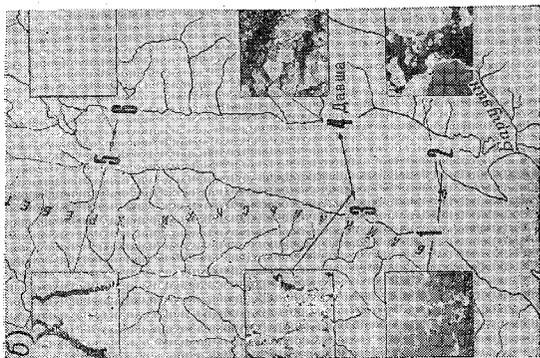
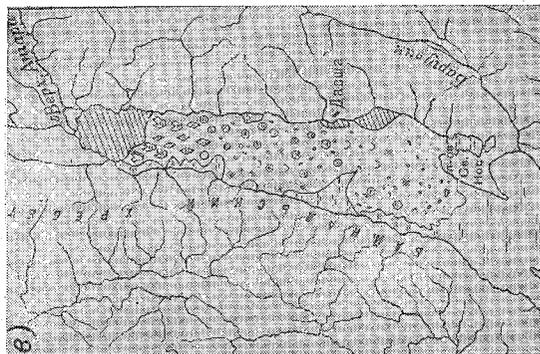
— генерализованный контур границы (кромки) льдов лучше дешифрируется по ТВ снимку, чем по АФС, где множество деталей пограничной зоны затрудняют выделение основного контура;

— чистая вода (большие полыньи, свободные ото льда участки озера) по ТВ снимку (особенно в зоне 0,8—1,0 мкм) опознается лучше, чем по АФС: здесь меньше влияние бликования воды.

В последние годы с ИСЗ выполняется в основном многозональная (в четырех зонах видимого и ближнего инфракрасного участков спектра) съемка. Просмотр материалов таких съемок за 1976—1979 гг. обнаружил некоторые различия в изображении ледовой обстановки на снимках в двух крайних зонах (0,5—0,6 и 0,8—1,0 мкм). Пока можно отметить спектральные дешифровочные признаки ледяных образований лишь в самом общем виде:

— Осенью и зимой общий фон изображения формируют морозные, сухие, заснеженные поверхности; в эти периоды зональные различия в изображении ледяных образований не обнаруживаются.

— В период вскрытия и очищения озер от льда повышается общая влажность фона (мокрый снег, вода на льду, разводя) и зональные различия обнаруживаются. В начальный период различия проявляются лишь в фототоне изображения. Это помогает более надежно опознавать участки ледяных полей и отделять их от неподвижного ледяного покрова. Но, к сожалению, пока нельзя оперировать таким дешифровочным признаком, как абсолютное значение фототона. Обычно учитываются кон-



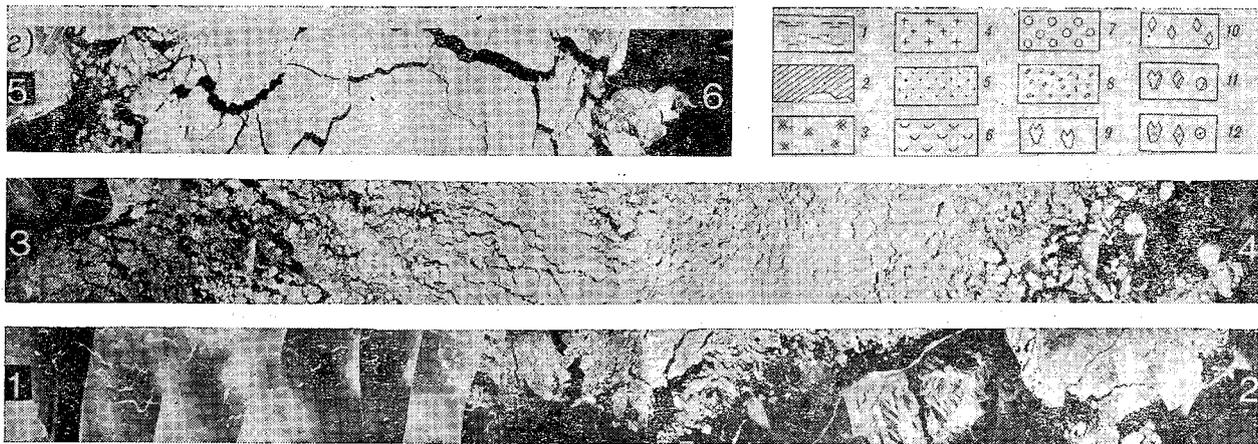


Рис. 4.2. Синхронные материалы авиасъемок и ТВ съемки с ИСЗ «Метеор» оз. Байкал за 27.V 1978 г.

*а* — ТВ снимок, *б* — схема расположения маршрутов аэрофотосъемки. (На врезках — фрагменты аэрофотоснимков на местах, указанных точкой), *в* — картограмма ледовой авиаразведки, *г* — монтажи аэрофотоснимков по маршрутам. Условные обозначения к картограмме ледовой авиаразведки: 1 — чисто, 2 — ледяной покров, 3 — ледяная каша, 4 — снежура, 5 — шуга, 6 — блинчатый лед, 7 — крупнобитый лед, 8 — мелкобитый лед, 9 — крупные ледяные поля, 10 — обломки ледяных полей, 11 — белый лед, 12 — серо-белый лед.

трасты фотона, но в данном случае эти контрасты приходится оценивать по двум самостоятельным снимкам в разных зонах. Поэтому данный дешифровочный признак не является стабильным. В период очищения озера от льда зональные различия проявляются уже в структуре и рисунке изображения. При совместном анализе таких снимков возможно подразделение ледяных скоплений на поверхности озера по сплоченности с градами 2—3 балла.

По материалам современных спутниковых многозональных съемок пока выяснен весьма ограниченный круг спектральных дешифровочных признаков. Но возможности дешифрирования многозональных съемок гораздо шире, и они определяются особенностями спектральных характеристик ледяных образований. Знание этих характеристик совершенно необходимо для правильного дешифрирования зональных снимков. Пока нет таких сведений для различных видов озерных ледяных образований. Поэтому попытаемся оценить информативность зональных съемок, опираясь на измерения спектрального альbedo морских ледяных образований. Такие измерения были выполнены Т. К. Гринфеллом и Г. А. Мэйкутом у берегов Аляски [68]. Спектральное альbedo измерялось спектрофотометром на поверхности льда (с высоты 2 м). Изменялось также интегральное альbedo (0,3—3,0 мкм). По результатам построены кривые распределения альbedo по длинам волн при различном состоянии поверхности льда. Авторы настоящего раздела воспользовались этими данными для определения среднего альbedo для фиксированных участков спектра (табл. 4.3). Рассчитано также среднее альbedo для видимого участка (0,4—0,7 мкм). В этой таблице по непосредственным измерениям определялось альbedo только однообразных образований (верхние 10 строк). Альbedo неоднородных поверхностей рассчитывалось с учетом весового вклада каждой составляющей по формуле

$$A = (1 - F_1) A_1 + F_2 A_2, \quad (4.1)$$

где  $A_1, A_2$  — альbedo составляющих в определенной зоне спектра;  $F_1, F_2$  — доля площади, занятая соответствующими ледяными образованиями.

Например, при расчете альbedo для ледяных полей сплоченностью 5—7 баллов принималось, что 0,6 поверхности занято белым тающим льдом, а 0,4 — водой.

Внимательное ознакомление с таблицей помогает увидеть большие возможности многозональных съемок для индикации различных ледяных образований. Наибольшие контрасты обеспечивает сопоставление альbedo в крайних зонах. Однако по сути информативными являются все четыре зоны. Каждое образование имеет свой спектральный образ. Дополнительным признаком, в случае похожести этих образов, может служить однородность распределения спектрального альbedo по территории.

Таблица 4.3

Спектральное альbedo различных ледяных образований для зон,  
эквивалентных съемкам с ИСЗ «Метеор»  
(по данным измерений Т. К. Гринфелла и Г. А. Мэйкута [68])

Вид ледяных образований	Альbedo в зонах спектра, мкм				Среднее альbedo на участке 0,4—0,7 мкм	Интегральное альbedo, измеренное на участке 0,3—3,0 мкм
	0,5—0,6	0,6—0,7	0,7—0,8	0,8—1,0		
Сухой свежеснеженный снег на льду	0,94	0,92	0,90	0,84	0,93	0,84
Старый тающий снег на льду	0,81	0,78	0,72	0,61	0,80	0,63
Сухой белый лед, многолетний	0,83	0,79	0,73	0,65	0,82	0,72
Тающий белый лед, многолетний	0,78	0,70	0,60	0,47	0,76	0,57
Тающий белый лед, однолетний	0,61	0,56	0,49	0,39	0,59	0,47
Тающий голубой лед, однолетний	0,44	0,32	0,19	0,09	0,40	0,24
Частично замерзшая вода на льду, слой 3 см	0,70	0,60	0,39	0,25	0,68	0,50
Талая вода на льду, слой 5 см	0,32	0,21	0,10	0,05	0,29	0,21
Талая вода на льду, слой 30 см	0,22	0,12	0,06	0,05	0,20	—
Водная поверхность озера, по Н. Л. Кринову	0,05	0,03	0,02	(0,01)	0,06	—
Ледяные поля из белого тающего льда сплоченностью						
7—9 баллов	0,50	0,45	0,40	0,31	0,48	—
5—7 баллов	0,39	0,35	0,30	0,24	0,38	—
3—5 баллов	0,27	0,24	0,21	0,16	0,20	—
1—3 балла	0,16	0,14	0,11	0,09	0,17	—
Ледяные поля из голубого льда сплоченностью						
5—7 баллов	0,28	0,20	0,12	0,06	0,26	—
Пятна воды (40 %) на заснеженном льду	0,61	0,55	0,47	0,39	0,60	—
Пятна сухого снега (40 %) на льду	0,87	0,84	0,80	0,73	0,86	—

Для обеспечения реального освоения спутниковой многозональной информации необходимо следующее:

- выполнение спектральных корректных съемок с ИСЗ и выяснение по ним спектральных дешифровочных признаков;
- наземные (с поверхности ледяного покрова) и самолетные исследования спектральной яркости разнообразных ледяных образований на озерах.

**4.1.3. Изучение условий очищения оз. Байкал от льда весной.** Наблюдения за ледовой обстановкой оз. Байкал произво-

дятся в двадцати гидрологических пунктах, расположенных по берегам и островам озера. Помимо этого систематически выполняются авиаразведки ледовой обстановки на озере. К настоящему времени выяснены типовые схемы установления ледостава, вскрытия и очищения озера от льда [3, 10]. Увеличение количества информации о ледовом состоянии акватории озера за счет съемок с ИСЗ позволяет подойти к более детальному анализу условий освобождения озера от льда в весенний период. Для этой цели привлечены материалы за 13 лет (1966—1978 гг.) — со времени появления съемок с метеорологических ИСЗ. В период от момента вскрытия до полного очищения озера от льда обычно производится от трех до пяти авиаразведок ледовой обстановки. В дополнение к этому теперь ежегодно бывает от одной до одиннадцати безоблачных съемок с ИСЗ. По снимкам и результатам авиаразведок составляются картограммы ледовой обстановки на озере. Картограмма содержит большое количество информации на конкретный момент времени и необходима для обслуживания народнохозяйственных организаций. Но каждая картограмма отражает в какой-то мере случайное состояние ледовой обстановки, сложившейся на момент съемки. Случайное лишь в том смысле, что невозможно учесть все многообразие факторов, момент равновесия которых и сформировал обстановку, зафиксированную при съемке. Но существуют достаточно стабильные показатели ледового состояния озера на момент съемки. Количество льда, находящегося на поверхности озера, или степень покрытия озера льдом, в каждый данный отрезок времени является результатом взаимодействия управляющих факторов. И с этой точки зрения каждая картограмма авиаразведки, каждый спутниковый снимок являются показателями закономерного процесса, интегрирующими результаты воздействия всех факторов, формирующих явление на момент его съемки. Поскольку закономерность развития процесса в значительной мере предопределена всем ходом предшествующих событий, в этой же мере каждый снимок несет в себе информацию о путях дальнейшего развития процесса.

Для анализа условий очищения озера от льда были определены следующие основные характеристики: степень покрытия озера льдом, средняя из наибольших за зиму толщина льда, сумма положительных (средних суточных) температур воздуха, длительность периода очищения озера от льда и ледовитость озера.

Ледовитость озера ( $m$ ) — это отношение (в процентах) занятой льдом площади (с учетом густоты плавучего льда) к общей площади озера. Степень очищения озера от льда ( $K$ ) вычислялась по разнице  $(100 - m) \%$ . Для определения этих величин надо знать площадь покрытой льдом части озера. На помещаемых в «Материалах наблюдений на озерах и водохранилищах» [38] картограммах показаны участки озера, занятые

плавучими льдами разного размера и ледяным покровом. Эти границы были перенесены на стандартный бланк озера, по которому и производилось определение размеров всех площадей. К сожалению, на большинстве картограмм отсутствуют сведения о густоте (сплоченности) плавающих льдов. Для перевода этой площади к площади льдов десятибалльной сплоченности использовались переходные коэффициенты от 0,3 до 0,7. Всего обработано 47 картограмм ледовой обстановки озера по авиа-разведкам за 13 лет. В дополнение к ним привлечены 50 спутниковых ТВ съемок с ИСЗ «Метеор». Снимки дешифрировались в соответствии с Методическими рекомендациями [16]. Граница льдов со снимка также переносилась на бланк озера, по которому определялась покрытая льдами площадь. Все измерения площадей выполнены на электронном планиметре. Наибольшие затруднения при дешифрировании границы льдов отмечались для снимков в начальный период вскрытия. В более поздние сроки граница льда определена достаточно надежно. Надо заметить, что для трех случаев синхронной авиа-разведки и ТВ съемки с ИСЗ (ледовитость озера от 8 до 40 %) разность в степени покрытия озера льдом по этим двум источникам данных была в интервале 0,03—1,5 %. По результатам обработки материалов получены сведения о режиме освобождения озера от льда за 13 лет (прил. 2). В процессе анализа по этим данным строились хронологические графики изменения степени покрытия озера льдом и сравнивались с интенсивностью нарастания сумм положительных значений средней суточной температуры воздуха (рис. 4.3).

Суммы положительных значений средней суточной температуры воздуха ( $\Sigma t_+$ ) подсчитывались на каждый день с момента устойчивого перехода через нуль до полного очищения озера от льда по данным метеорологических ежемесячников [39]. Для характеристики температурного режима приняты данные одной метеорологической станции (Узур), расположенной на о. Ольхон в центральной части озера. Кроме общей суммы температур за период очищения озера от льда учитывалась также доля ее накопления на начальном этапе, до 10 мая. За рассматриваемые 13 лет потребная для полного освобождения от льда оз. Байкал сумма значений температуры колебалась от 233 °С (1973 г.) до 345 °С (1969 г.). К 10 мая при этом накапливалось от 17 °С (1970 г.) до 96 °С (1971 г.).

Наибольшая толщина льда ( $h_{\text{макс}}$ ) для каждого года определена как средняя из наибольших, измеренных на следующих гидрологических постах, относительно равномерно освещающих побережье и островные районы озера: Большое Голоустное, Песчаная бухта, Солнечная, Байкальское, Нижнеангарск, Томпа, Нижнее Изголовье, Бабушкин, Танхой, Култук, Байкальск, Маритуй, Байкал, Узур, Хужир. Из всех постов для осреднения приняты только эти 15, так как они имеют наблюдения во все

рассматриваемые 13 лет. Место измерения толщины льда на постах за эти годы не менялось и расположено в 10—1000 м от берега. Полученные при таких условиях сведения дают сопоставимый ряд наблюдений, в общем характеризующий от года к году колебания мощности ледяного покрова на оз. Байкал.

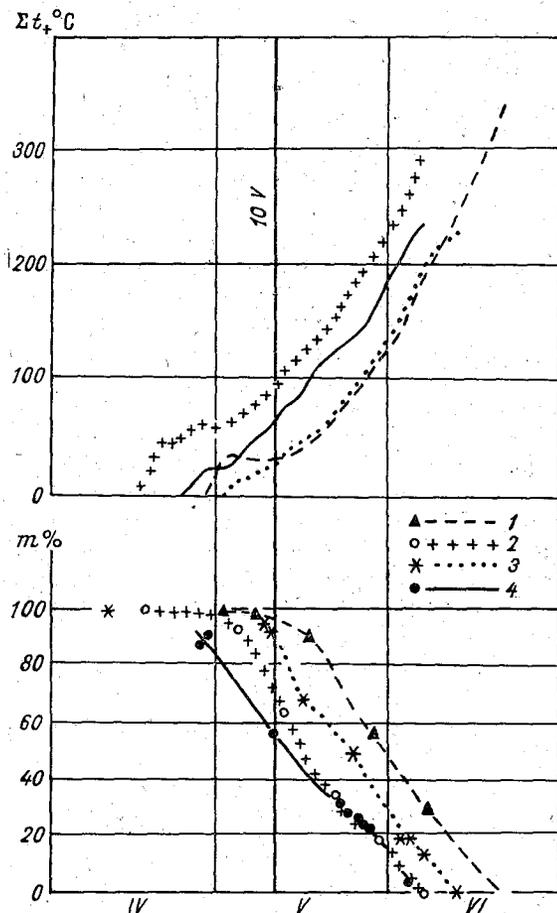


Рис. 4.3. Совмещенные хронологические графики изменения ледовитости оз. Байкал ( $m$ ) и нарастания сумм положительных значений температуры воздуха ( $\Sigma t_+$ ) по метеостанции Узур за отдельные годы.

1) 1969 г., 2) 1971 г., 3) 1973 г., 4) 1978 г.

Ежегодно-наибольшая толщина льда за зиму отмечается по всем постам в конце марта — начале апреля. Наибольшая толщина льда (более 115 см) в среднем за рассматриваемые годы отмечалась на постах, расположенных в центральной и север-

ной частях озера (Хужир, Нижнее Изголовье, Байкальское), наименьшая (70—80 см) — в южной части (Танхой, Байкальск). За рассматриваемый период наибольшая толщина льда (121 см) отмечалась в суровую зиму 1968-69 г., наименьшая (85 см) — в 1977-78 г. Соответствующие суммы отрицательных значений температуры воздуха ( $\Sigma t_-$ ) за зиму (между датами устойчивого перехода средней суточной температуры через нуль осенью и весной) по метеостанции Узур были 2704 и 1692 °С. Проверка данных за рассматриваемые годы показала, что между  $h_{\text{макс}}$  и  $\Sigma t_-$  существует довольно тесная связь, поэтому в анализе с одинаковым успехом может быть использована любая из этих характеристик.

Длительность периода освобождения озера от льда ( $T$ ) по имеющимся данным определить трудно. Разрушение ледяного покрова и появление чистой воды может произойти вне пределов видимости береговых постов. Авиаразведки производятся слишком редко, чтобы зафиксировать этот момент. Датой полного очищения озера от льда считается первый день, когда все посты на озере отмечают «чисто» [38]. Но и после этого на акватории вне пределов видимости постов в течение некоторого времени могут находиться плавающие льды. Длительность периода с момента появления заметных признаков разрушения льда, фиксируемого на постах (обычно это закраины), до полного освобождения озера от льда составляет 40—70 сут. Первыми отмечают «чисто» посты, расположенные в юго-западной (Большое Голоустное, Песчаная бухта) и южной (Култук, Байкал, Маритуй) частях озера. Обычно это бывает в первой декаде мая. Авиаразведки и спутниковые съемки за рассматриваемые 13 лет подтверждают тезис о строгой многолетней закономерности в последовательности освобождения различных частей оз. Байкал от льда. Для большей определенности за характеристику  $T$  принята длительность периода с 10 мая до полного очищения озера от льда. Этот период изменялся в отдельные годы от 27 (1971, 1978 гг.) до 42 сут (1969 г.). Все рассмотренные выше характеристики, а также данные о количестве обработанных картограмм ледовой обстановки на озере сведены в табл. 4.4. Совмещение этих характеристик на хронологическом графике (рис. 4.4) обнаруживает синхронность в их колебании и некоторые взаимосвязи. Выяснена, например, связь ледовитости озера на условную дату (10 мая) с суммами положительных значений температуры воздуха за период очищения озера от льда. От этих же показателей ( $\Sigma t_+, h_{\text{макс}}$ ) зависит длительность очищения озера от льда.

Длительность периода наличия льда на акватории озера весной определяется мощностью льда и интенсивностью роста положительных температур воздуха. На скорость процесса очищения озера от льда влияют также ветровые условия (теплообмен на открытой поверхности воды, перенос ледяных полей

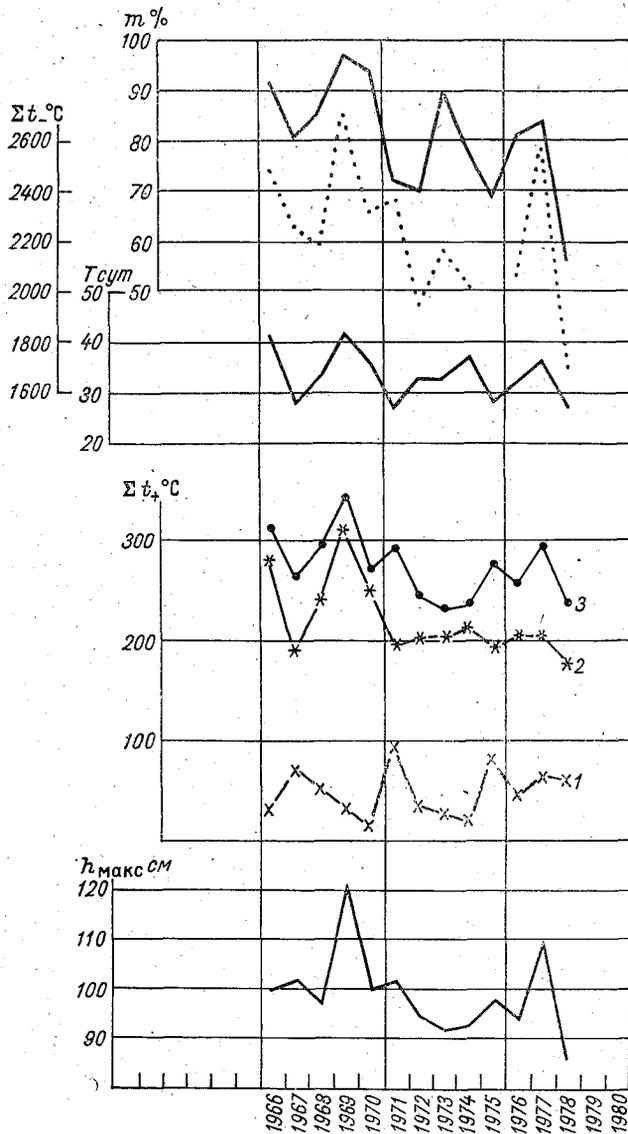


Рис. 4.4. Совмещенные графики колебания по годам толщины льда ( $h_{\text{макс}}$ ), ледовитости ( $m$ ) на 10.V, длительности периода с 10.V до полного очищения оз. Байкал от льда ( $T$ ), сумм положительных значений средней суточной температуры воздуха ( $\Sigma t_+$ ) за период освобождения оз. Байкал от льда, а также сумм отрицательных средних суточных температур воздуха за зиму ( $\Sigma t_-$ ) по метеостанции Узур.

1 — сумма положительных значений средней суточной температуры воздуха на 10.V, 2 — то же с 10.V до «чисто», 3 — общая.

Таблица 4.4

Сведения о наблюдениях за ледовым состоянием оз. Байкал в период вскрытия и очищения его от льда, а также о метеорологических факторах, определяющих колебания от года к году ледовитости озера в весенний период

Год	Число использованных картограмм			$h_{\text{макс}}$ см	$\Sigma t_+$		$m$ (%)	Дата очищения озера от льда	$T$ сут
	авиа	ТВ	общее		на 10. V	с 10. V до "чи-сто"			
1966	4		4	100	32	283	92	20. VI	41
1967	4	1	5	102	73	191	81	7. VI	28
1968	4		4	97	52	242	86	12. VI	33
1969	5		5	121	33	312	97	21. VI	42
1970	4	3	7	100	17	251	94	15. VI	36
1971	4	1	5	102	96	198	72	6. VI	27
1972	3	3	6	95	39	205	70	12. VI	33
1973	3	5	8	92	25	208	90	12. VI	33
1974	3	11	14	93	22	215	78	16. VI	37
1975	3	3	6	98	81	195	69	7. VI	28
1976	4	11	15	94	47	209	81	11. VI	32
1977	3	4	7	109	66	207	84	15. VI	36
1978	3	8	11	85	62	176	56	6. VI	27
Средн.				99	50	222	81	12. VI	33

Примечания: 1. Картограммы ледовой обстановки получены по результатам авиаразведок, выполненных Иркутским УГКС и Государственным гидрологическим институтом, и по материалам ТВ съемок с ИСЗ «Метеор».

2.  $h_{\text{макс}}$  — средняя из наибольших за зиму толщина льда по измерениям на 15 гидрологических постах.

3.  $\Sigma t_+$  — сумма положительных средних суточных температур воздуха от даты устойчивого перехода через нуль по метеостанции Узур.

4.  $m$  — степень покрытия озера льдом (ледовитость) на 10 мая, получена по хронологическим графикам изменения ледовитости в период очищения озера от льда.

5. Дата очищения озера от льда по данным работы [38].

6.  $T$  — длительность периода с 10 мая до полного очищения озера от льда.

на участки прогретых вод, механическое разрушение льда), альbedo ледяной поверхности (влияет на поглощение радиации), площадь открытой водной поверхности и интенсивность ее прогревания. Мощность ледяного покрова зависит от суровости зимы, характеризуемой суммой отрицательных значений температуры воздуха, количества и распределения снежного покрова на льду, от условий осенне-зимнего ледообразования. Выполнить детальный анализ этого сложного взаимодействия факторов из-за недостатка информации довольно трудно. Однако выяснение связей длительности очищения озера от льда с характеристиками его ледовитости, которые могут быть получены дистанционными средствами, может обеспечить прикладные результаты. В частности, ледовитость озера на фиксированный момент времени может служить показателем длительности последующего периода освобождения озера от льда. Например, обнаружена

связь ледовитости оз. Байкал на условную дату (10 мая) с длительностью периода освобождения озера от льда (рис. 4.5). Эта дата принята потому, что к этому времени уже стабилизируется процесс очищения озера от льда и в то же время сохраняется достаточная заблаговременность (30—40 сут) для оценки последующего развития событий.

Связь степени очищения озера от льда с суммами положительных значений температуры воздуха на дату съемки хорошо прослеживается для каждого года. Зависимость нелинейна и

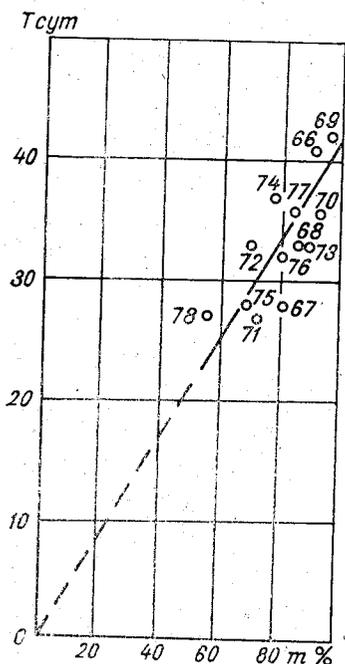


Рис. 4.5. Связь длительности периода с 10.V до полного очищения оз. Байкал от льда ( $T$ ) с ледовитостью озера на 10.V ( $m$ ) за 1966—1978 гг. Цифры у точек — годы.

для каждого года дает свою кривую (рис. 4.6). Анализ размещения серии кривых обнаруживает влияние суровости зимы и мощности ледяного покрова: кривые, соответствующие зимам с меньшими толщинами льда, располагаются левее, с большими — правее. За рассматриваемый ряд лет максимальная толщина льда  $h_{\max}$  изменялась от 85 до 121 см. Однако можно заметить и нарушения в расположении кривых за отдельные годы по показателям  $K$ ,  $\Sigma t_+$ ,  $h_{\max}$ . Причиной этого является ход температуры воздуха в начальный период таяния льда, наличие, число и интенсивность предвесенних оттепелей. Поэтому авторы ограничились лишь пометкой крайних связей ориентировочными значениями  $h_{\max}$  (90 и 120 см). Тем не менее с помощью этого графика по снимкам начального периода (при степени очищения озера от льда 20—30 %) в поле точек можно определить положение кривой, соответствующей данному году и предусмотреть дальнейший ход событий.

Спутниковые съемки обеспечивают большую обзорность территории и частоту ее наблюдения. По этим признакам они пригодны для изучения пространственной корреляции гидрометеорологических процессов. Проверим такое предположение на примере связей процессов очищения от льда оз. Байкал со сходом снежного покрова на соседних речных водосборах в весенний период. Границы снежного покрова и льда отображаются на спутниковых снимках. Поведение этих границ во времени и их положение в пространстве определяется в основном климатическими факторами как непосредственно

весеннего периода, так и предшествовавшего зимнего, когда формировался снежный и ледяной покров. По снимкам за весенние периоды 9 лет были определены значения степени покрытия ( $P\%$ ) трех водосборов (площади от 4150 до 20 600 км<sup>2</sup>) снегом и оз. Байкал льдом и построены хронологические графики изменения этих характеристик. С графиков с интервалом 5 сут снимались значения  $m\%$  и  $P\%$  и по результатам построены связи для четырех исследуемых объектов\* (рис. 4.7).

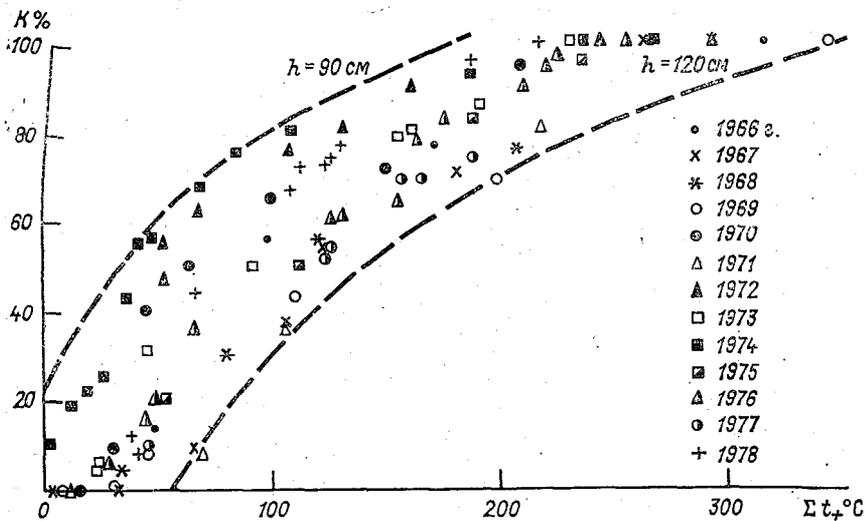


Рис. 4.6. Зависимость степени очищения от льда оз. Байкал ( $K$ ) весной от сумм положительных значений средней суточной температуры воздуха ( $\Sigma t_+$ ) на день съемки по метеостанции Узур.

Хотя расстояние между центрами испытываемых территорий достигает 700 км (оз. Байкал — с. Чара), связи достаточно определены. В верхней части они не всегда линейны, но в общем годичные зависимости могут быть аппроксимированы прямой линией. В этом случае коэффициенты корреляции достаточно высоки (0,90—0,99). Для каждой пары объектов отмечается семейство годичных зависимостей, их расположение в основном регулируется величиной  $h_{\text{max}}$ , хотя здесь неизбежно также влияние колебания от года к году мощности снежного покрова на водосборах. Зависимости, соответствующие годам с более мощным ледяным покровом ( $h_{\text{max}} > 100 \text{ см}$ ), располагаются левее, при меньшей толщине льда на оз. Байкал — правее. Таким образом, изменения ледовитости оз. Байкал и заснеженности соседних речных водосборов подчиняются общим для них климатообразующим процессам и достаточно тесно связаны.

В результате оценки пригодности спутниковой информации для изучения ледового режима озер и водохранилищ можно сделать следующие выводы:

— Современная спутниковая метеорологическая система «Метеор» обеспечивает необходимую частоту съемок (ежедневно) озер и водохранилищ. В период появления ледяных образований и установления ледостава кратковременность светового дня ограничивает нужное число съемок. Весной основным ограничивающим фактором является облачность. Тем не менее по фактическим съемкам удается проследить основные изменения ледовой обстановки на озерах и собрать необходимый материал для изучения ледового режима.

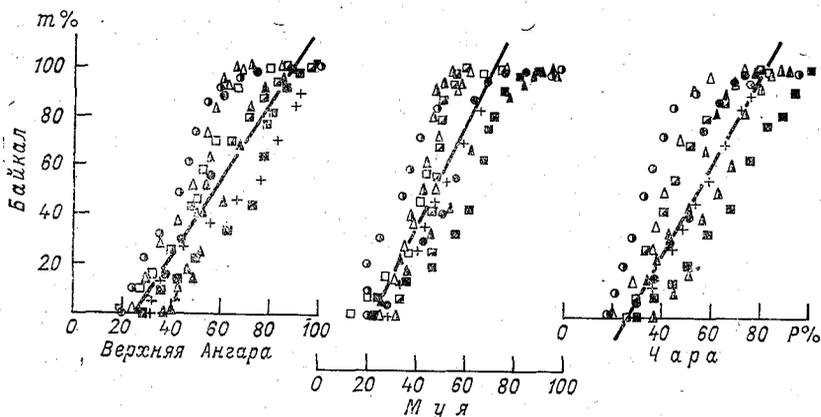


Рис. 4.7. Связь ледовитости оз. Байкал ( $m$ ) со степенью покрытия снегом ( $P$ ) водосборов р. Верхняя Ангара — с. Верхняя Заимка, р. Муя — д. Таксимо, р. Чара — с. Чара в весенний период за 9 лет.

Усл. обозначения см. на рис. 4.6.

— По ТВ изображениям больших озер возможно достаточно детальное картирование ледовой обстановки с определением границы льдов, степени покрытия озера льдом и ориентировочной оценкой сплоченности ледяных полей и густоты льда. Для средних по размеру озер и водохранилищ картирование ледовой обстановки по спутниковым снимкам малого разрешения затруднено — по ним опознается лишь общее состояние поверхности: ледяной покров, неполный ледостав, чисто. На малых озерах (размером более  $10 \text{ км}^2$ ) по снимкам констатируется лишь наличие или отсутствие льда, и на основании этого по последовательным съемкам можно определить сроки очищения от льда малых озер.

— Многозональная съемка с ИСЗ, безусловно, расширяет возможности дешифрирования и детальность картирования ледовой обстановки. Но в настоящее время необходимо дальней-

шее совершенствование техники съемки (обеспечение спектральной корректности), изучение спектрально-яркостных свойств различных ледяных образований на озерах и уточнение спектральных дешифровочных признаков.

— По последовательным снимкам с ИСЗ в период вскрытия и очищения озера от льда можно восстановить хронологический ход основных показателей процесса (ледовитость озера, степень очищения его от льда, сроки и длительность основных ледовых фаз на акватории озера). Выяснение связей этих внешних показателей процесса с определяющими его гидрометеорологическими факторами может обеспечить выводы диагностического и прогностического характера.

— Спутниковые съемки по своим свойствам (большой обзор территории, постоянство наблюдения, генерализация деталей поверхности) пригодны для изучения пространственной корреляции гидрометеорологических явлений. Например, оказалось, что изменение ледовитости оз. Байкал связано с изменением заснеженности соседних и даже удаленных от него речных водосборов.

#### 4.2. Термические неоднородности водных поверхностей на спутниковых инфракрасных изображениях

Телевизионные изображения фиксируют поле отражения земной поверхности и дают в общем знакомую для визуального восприятия картину.

Инфракрасная (ИК) съемка, результаты которой, так же как и результаты ТВ съемки, фиксируются на фотопленке, предоставляет совсем незнакомую для человеческого глаза тепловую картину поверхности. Поэтому остановимся немного на природе ИК радиации. Все объекты с температурой выше абсолютного нуля излучают электромагнитную энергию. Интенсивность этой радиации зависит от температуры и излучательной способности объекта и от частоты (длины волны), на которой производится наблюдение. Законы радиационной физики выведены для идеального случая — абсолютно черного тела, которое полностью поглощает падающее на него излучение и является «полным излучателем». Распределение светимости абсолютно черного тела по спектру имеет колоколообразный вид, при повышении температуры излучающей поверхности кривая смещается влево. Если при температуре  $T=300$  К ( $27^\circ\text{C}$ ) максимум излучения находится на длине волны  $\lambda=9$  мкм, то при  $T=600$  К он смещается к  $\lambda=5$  мкм, а при  $T=6000$  К — к  $\lambda=0,5$  мкм, т. е. в видимый участок спектра.

На земной поверхности в естественном виде нет объектов типа абсолютно черного тела, но по излучательным свойствам некоторые природные образования близки к абсолютно черно-

му телу. Так, открытые водные поверхности при температурах от  $-2$  до  $+35$  °С почти полностью поглощают ИК радиацию. Излучение в зоне  $4-13$  мкм для таких поверхностей (по нормали) составляет 98 % [76]. Поглощение ИК радиации атмосферой весьма различно для разных участков длин волн. Слабое поглощение отмечается в диапазоне около  $3-4$  мкм, этот участок называют первым «окном прозрачности» атмосферы. Второе «окно прозрачности» атмосферы на участке  $8-13$  мкм, оно является более «чистым» и обеспечивает измерение теплового поля излучающей поверхности. Способ измерения температуры в ИК диапазоне основан на известном законе Стефана — Больцмана, устанавливающем соотношение между радиационным потоком с единицы поверхности ( $Q$ ) и температурой тела ( $T$ ):

$$Q = K\sigma T^4, \quad (4.2)$$

где  $K$  — коэффициент излучения,  $\sigma$  — постоянная Стефана — Больцмана.

С помощью ИК радиометра дистанционно определяют (через энергетическую яркость) температуру поверхности. Поскольку прибор градуируется по абсолютно черному телу, полученные для естественных поверхностей значения температуры не являются истинными, такая температура называется радиационной температурой. Радиационная температура поверхности отличается от истинной, потому что существуют большие различия между естественными поверхностями и абсолютно черным телом по излучательным свойствам. Кроме того, даже в «окне прозрачности» атмосфера частично поглощает ИК радиацию. При самолетной съемке температуры водной поверхности в показания ИК радиометра вводятся поправки с помощью компенсационных устройств и систематических проверок прибора. Таким способом удается измерять истинную температуру водной поверхности с самолета с погрешностью порядка  $\pm 0,2$  °С [7].

Метеорологические ИСЗ «Метеор» выполняют съемку земной поверхности сквозь полную толщу атмосферы с помощью ИК радиометра в диапазоне  $8-12$  мкм. Результаты съемки могут быть представлены в цифровом виде (радиационная температура) или зафиксированы на фотопленке. В последнем случае получается тепловая карта поверхности и, поскольку облачность непрозрачна для ИК радиации, эта карта показывает температурные контрасты земной поверхности в открытых районах или на верхней границе облачности. Надежные способы учета передаточной функции атмосферы пока отсутствуют. По современным ИК снимкам с ИСЗ возможна оценка лишь температурных перепадов на земной поверхности при отсутствии над ней облачности и туманов.



Рис. 4.8. ИК изображения (8—12 мкм) оз. Байкал с ИСЗ «Метеор».

Указано местное время съемки (моск. + 5 ч).

Рис. 4.8. ИК изображения (8—12 мкм) оз. Байкал с ИСЗ «Метеор».

Просмотр ИК изображений оз. Байкал и прилегающих к нему территорий в различные сезоны года показал следующее. При отсутствии оптического эталона и опорных наземных температурных данных можно выполнить лишь качественный анализ ИК снимков. На спутниковых ИК изображениях светлые тона соответствуют холодным поверхностям, темные — теплым, все промежуточные оттенки отождествляются с различными тепловыми контрастами. Во все сезоны оз. Байкал выделяется заметной аномалией в поле излучения окружающих его территорий, благодаря этому на ИК снимках виден контур озера, знакомый по географическим картам. Изображение поверхности озера на ИК снимках также обычно бывает неоднотонным, что дает информацию о распределении температурных контрастов поверхностного слоя воды. На рис. 4.8 приведены два таких ИК снимка. Качество записи удовлетворительное, на снимках есть локальные помехи в виде светлых пятен округлой формы. Контур озера перенесен на снимки с карты при помощи топографического проектора. Летний ИК снимок в вечернее время (20 июня 1974 г.) зафиксировал большое разнообразие тепловых неоднородностей суши. Наиболее прогреты участки в районе Иркутско-Черемховской равнины, по долинам рек Лены и Селенги. Заметно холоднее (на снимке светлые) возвышенные участки Лено-Ангарского плато и хребтов Байкальского и Хамар-Дабан, где местами еще сохранился снежный покров. Поверхность оз. Байкал холоднее окружающих пониженных участков суши. Наиболее прогреты прибрежные воды у северного побережья, в заливах и в районах Малого моря и дельты р. Селенги. На осеннем ночном снимке (30 октября 1977 г.) озеро отчетливо выделяется темным пятном на фоне холодных (заснеженных) территорий. Хорошо заметны тепловые неоднородности на поверхности озера. Распределение теплых и холодных вод хорошо согласуется с батиметрией озерного ложа, но в северном Байкале эта связь уже нарушена. Сравнение этих снимков с картами «средних температур поверхности воды» за июнь и октябрь, опубликованными в «Атласе Иркутской области» [2], обнаруживает поразительное соответствие в распределении тепловых неоднородностей на поверхности озера. Надо напомнить, что при невысокой разрешающей способности (элемент разложения  $15 \times 15$  км, температурное разрешение около  $4^\circ\text{C}$ ) современные спутниковые ИК снимки показывают сильно генерализованный образ теплового фона поверхности, но отражают наиболее характерные его черты.

Известно, что ведутся регулярные наблюдения за температурой поверхности почвы и воды в прибрежной зоне, систематически производятся температурные съемки (по разрезам) на Байкале. Но при распространении этих точечных наблюдений на площадь обычно неизвестны пределы допустимой экстраполяции и правомерность интерполяции температурных данных.

ИК съемки могут дать границы распределения температурных однородностей или аномалий. Они дают также иллюстративный материал при оценке теплового баланса поверхности. В итоге ИК съемки должны обеспечивать построение карт распределения температуры поверхности (в изотермах). Но для выполнения этих требований необходимо существенное повышение пространственной и температурной разрешающей способности таких съемок, обеспечение сенситометрического контроля и учета передаточной функции атмосферы. Нужно совершенствование самой техники дистанционной съемки в ИК диапазоне.

#### 4.3. Туманы над водными поверхностями

Рассмотренные выше примеры ледового и термического дешифрирования предполагают наличие серии последовательных изображений, как и при любом ином режимном наблюдении поверхности. Но иногда весьма ценную и своеобразную информацию дает расшифровка одиночных снимков, зафиксировавших при редком стечении обстоятельств то или иное необычное состояние объекта.

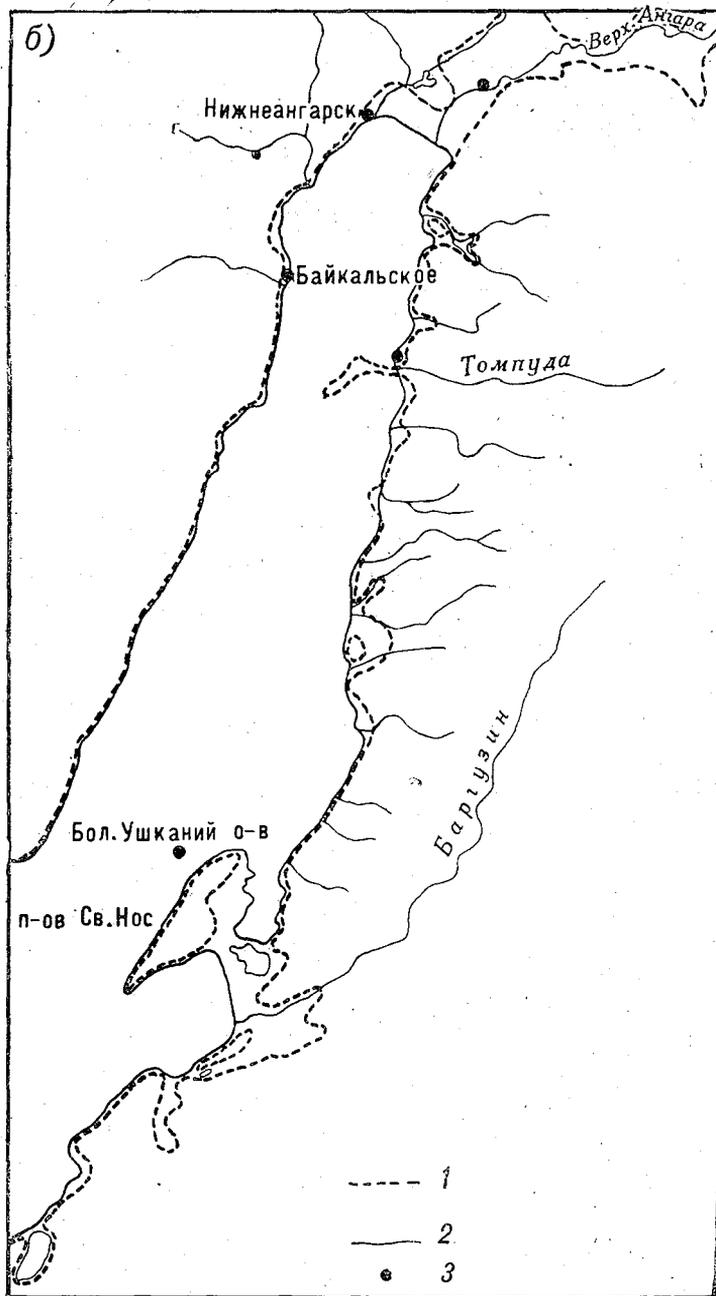
Посмотрим на ТВ изображение центральной и северной части оз. Байкал, полученное с ИСЗ «Метеор» 15 сентября 1973 г. (рис. 4.9 а). На сером фоне земной поверхности озеро выделяется молочно-белым тоном. Льда на озере нет, бликование поверхности исклечено: высота Солнца в момент съемки (9 ч местного времени) около  $27^\circ$ . Контур светлого тона заметно отличается от контура береговой линии озера, особенно в северной и восточной частях, светлыми выглядят местами и участки суши. Все береговые метеостанции отмечают в ночные сроки туман. Туманом прикрыты озера Котокельское, Анангатуй, группа Ципиканских озер, а также пониженные приозерные участки Верхнеангарской впадины и Баргузинской котловины. Долины рек Лены, Витима, Киренги, Мамы, Жуи также заняты туманами (на рис. 4.9 этот район не показан). Такая приуроченность туманов в осенний период к большим массам прогретой воды при безоблачной погоде позволяет отнести их к туманам типа парений [20]. Для образования таких туманов необходимы определенные контрасты температур на границе вода—воздух.

Итак, на снимке зафиксирован туман парения над теплыми поверхностями воды и пониженных участков берега. По наблюдениям береговых метеостанций (Томпа, Нижнеангарск, Байкальское), температура поверхности почвы в час съемки с ИСЗ была  $12\text{—}14^\circ\text{C}$ , температура поверхностного слоя воды в Байкале  $13\text{—}14^\circ\text{C}$ , а температура воздуха в ночные сроки  $7\text{—}9^\circ\text{C}$ .

Контур тумана перенесен на карту озера (рис. 4.9 б). На западном побережье туман почти не выходит за пределы береговой черты, здесь обрывистые склоны гор круто спускаются к



Рис. 4.9. Сопоставление зоны распространения тумана над оз. Байкал с ИСЗ «Метеор» за 15.IX  
а — ТВ изображение оз. Байкал с ИСЗ «Метеор» за 15.IX  
линии озера (2), 3 — метеостанции и посты, данные ко-



оз. Байкал с контуром берега.

1973 г. в 4 ч 02 мин (моск.); б — контуры тумана (1) и береговой  
торых были привлечены для анализа обстановки.

воде. На восточном побережье контур тумана располагается между изогипсами 500—550 м (отметка воды в озере около 455 м). Толщина слоя (а может быть, и интенсивность) тумана над участками побережья и соседними озерами меньше, чем над поверхностью Байкала, это придает несколько более темный тон изображению тумана на таких участках. Контур тумана на восточном побережье Байкала довольно хорошо согласуется с рельефом, темным «островом» возвышается над туманом горная часть п-ова Св. Нос, почти все «выступы» в сторону озера объясняются именно возвышениями берега. Однако есть несколько аномалий, которые и привлекают в данном случае наше внимание. Три наиболее заметные из них отмечены стрелками на рис. 4.9 а. В этих местах в сплошном тумане видны просветы, чистые участки характерной формы. Первый из них расположен напротив впадения р. Холодной в р. Кичеру и имеет размер около  $9 \times 12$  км. Другой (показан на рисунке стрелкой II) приурочен к устью р. Томпуды, его форма напоминает русло реки шириной до 3 км. Этот шлейф удаляется от берега на 10—15 км, а затем поворачивает к югу. И третий заметный просвет в тумане размером  $3 \times 3$  км находится напротив устья р. Урбукана.

Можно предложить два возможных объяснения этих аномалий в распределении тумана:

1) выхолаживание прибрежных озерных вод речными и по этой причине отсутствие необходимых контрастов температур для туманообразования;

2) рассеивание тумана под влиянием сильного ветра, спускающегося по речным долинам с гор.

Рассмотрим некоторые факты, подтверждающие или опровергающие эти два предположения. Воды притоков в этот период действительно холоднее байкальских. По съемкам с ИСЗ 20 и 28 августа отмечался снежный покров на Байкальском и Баргузинском хребтах. По нашему снимку снега уже нет. Значит, по рекам, стекающим с этих хребтов, прошли «холодные» паводки. Температура воды в реках Рель и Гоуджokit около  $6^{\circ}\text{C}$ , такая же температура, вероятно, и в Томпуде и Урбукане. Но если холодные речные воды выходят в теплую озерную массу, они быстро погружаются на дно, при этом постепенно выхолаживая окружающие участки. Недаром на посту Томпа отмечается температура воды в озере  $10^{\circ}\text{C}$ , а на Большом Ушканьем острове — до  $14^{\circ}\text{C}$ . В таком случае остается неясным, почему же не «видны» другие притоки, стекающие в озеро с гор, а также остается необъяснимым шлейф в тумане над сушей, напротив р. Холодной. Таким образом, анализ температурных контрастов показывает, что они существуют и могут быть причиной просветлений в тумане. Однако остаются некоторые противоречия.

За второе предположение прежде всего говорят литературные данные. По наблюдениям В. В. Ломакина, так называемые

«холода», или «ветры падей», дуют на Байкал ночью или рано утром. Эти ветры вызываются ночным охлаждением воздуха на горах рядом с берегом. Отяжелевший воздух спускается оттуда по падам. Ветер из больших падей, которые начинаются высоко в горах, бывает очень сильным и холодным, он с большой скоростью устремляется вниз, вытесняя более теплый и легкий воздух, стоящий над водой» [36].

В. И. Верболов, В. М. Сокольников и М. Н. Шимараев в работе [10] также отмечают, что расчлененность берегового рельефа благоприятствует усиленной адвекции воздуха с берегов на участки озера, расположенные перед долинами крупных рек. И, действительно, замеченные по снимку просветы в тумане находятся как раз напротив речных долин, форма этих шлейфов может свидетельствовать о сильном локальном ветре (струе) соответствующего направления. В то же время не ясно, почему такие шлейфы видны только у трех указанных долин, а не напротив впадения всех рек. К тому же метеостанции в срок съемки отмечают полный штиль. Правда, они расположены в стороне от рассматриваемых шлейфов в тумане. Выход из падей холодного воздуха на теплую озерную поверхность сам по себе вызывал бы еще более интенсивное образование тумана. И лишь сопутствующий этому сильный ветер может механически удалить туман на некотором участке.

Итак, рассмотрение возможных причин появления шлейфов просветов в тумане по утренней съемке с ИСЗ обнаруживает несколько основных факторов. Решающей причиной, по-видимому, являются долинны ветры с гор. Метеостанции находятся вне пределов влияния этих ветров и не отмечают их. На снимке, вероятно, зафиксирован момент начала горно-долинных бризов. Ко времени съемки они сформировались в наиболее возвышенных частях прибрежных хребтов и спустились по трем отмеченным направлениям. Через некоторое время такие ветры отмечались и по другим долинам, это зафиксировано на следующем снимке, полученном с ИСЗ через 6 ч после первого. Охлаждение же водами притоков прибрежных озерных вод лишь снижает интенсивность туманообразования и в приведенном случае является второстепенным фактором появления локальных просветлений в тумане над водной поверхностью.

Воздействие речных долин на озерные воды, вероятно, не ограничивается рассмотренным явлением рассеяния тумана. Верболов и др. в работе [10] отмечают для Байкала, что «трансформация воздушных масс протекает на первых 5—12 км пути над водной поверхностью. В этих же пределах ощущается тепляющее летом и охлаждающее осенью влияние прибрежных мелководий и речного стока». Рассмотренные спутниковые снимки показывают, что фактические размеры участка трансформации локальных воздушных масс могут превышать эту величину в 2—3 раза. Наземными способами наблюдать такие про-

цессы практически невозможно. Вообще туманы на Байкале — весьма разнообразное явление. Например, Н. П. Ладейщиков и В. П. Шойкий отмечают «длинные бороды» тумана, выносимые в озеро из падей и долин [35]. Такое явление случается при иной гидрометеорологической обстановке, чем рассмотренная выше и зафиксированная на снимке 15 сентября 1973 г. Но и эта ситуация вполне может быть сфотографирована из космоса и дешифрована по снимкам.

Итак, по результатам дешифрирования только одного снимка можно сделать такие выводы:

1) спутниковые съемки обеспечивают хорошее средство для наблюдения туманов над водными поверхностями, зачастую находящихся вне пределов видимости береговых станций и не регистрируемых ими;

2) спутниковые ТВ снимки дают наглядное изображение (форму, размеры) местных неоднородностей в распределении туманов и косвенно помогают проследить зоны действия горно-долинных ветров и тепловые контрасты водной поверхности в местах впадения в озеро рек;

3) расшифровка ситуации, зафиксированной на таких единичных, экзотических снимках — очень непростой процесс, требующий хорошего знания района, дополнительных наземных наблюдений, а иногда и просто интуиции дешифровщика.

## ИЗУЧЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ГОРАХ С ПОМОЩЬЮ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ

Существующая в настоящее время система наблюдений за снежным покровом в горных районах часто не адекватна изменчивости изучаемого объекта по территории и во времени. Сеть пунктов наблюдений обычно очень редкая и не всегда репрезентативна. Для обеспечения прогноза стока талых вод в целях определения высоты снеговой линии в период снеготаяния приходится выполнять облет водосбора и аэровизуальное картирование границы снежного покрова. Но чаще эту высоту определяют различными косвенными и не всегда надежными способами. Поэтому материалы съемок водосбора с космических высот дают практически незаменимую информацию о распределении снежного покрова на площади водосбора и его изменении во времени (по последовательным съемкам). Освоение спутниковой информации для этой цели ведется около двух десятилетий. К настоящему времени выяснены дешифровочные признаки границы снежного покрова, отрабатываются методические приемы ее картирования, намечаются пути использования этой информации в расчетах и прогнозах стока от снеготаяния. Подготовлены методические пособия по картированию снега по спутниковым снимкам в США [69] и в СССР [17].

В данном разделе наряду с описанием разработок для конкретного района приведены выводы обзорного характера, составленные на основе отечественных и зарубежных опубликованных материалов. Эти сведения будут полезны при необходимости применения спутниковой информации для оценки снежного покрова в других труднодоступных и слабо освещенных наземными наблюдениями горных районах. Хотя рассматриваемое направление уже имеет большую историю развития, методики дешифрирования, картирования и использования результатов далеко не совершенны. Поэтому надо учитывать не только те подходы, которые проверены и описаны здесь для конкретного района Станового нагорья, но и все иные пути, намечаемые при изучении других горных регионов.

Наиболее результативным для этой цели является так называемый режимный подход к анализу материалов. При таком подходе рассматриваются не отдельные, случайные снимки района, а серия съемок процесса в наиболее динамичные фазы режима. Для изучения режима высоты снеговой линии в горах нужны последовательные съемки района в период появления и

образования устойчивого снежного покрова и в период снеготаяния и схода снега в горах. С таких позиций для района Станового нагорья были выбраны все безоблачные снимки со времени начала съемок с ИСЗ (с 1967 г). Далее по снимкам была дешифрована граница снежного покрова и перенесена на карту. По карте была определена площадь заснеженной части водосборов и вычислена степень покрытия водосборов снегом. Рассмотрим все эти этапы, а также результаты картирования границ снега для этого района более подробно.

### 5.1. Картирование границ снежного покрова

Методика картирования состоит из опознавания границы снега по снимкам, дешифрования ее и переноса со снимка на картографическую основу. Она достаточно детально изложена в Методических рекомендациях по картированию снежного покрова [17]. Поэтому в дальнейшем изложении большее внимание уделено особенностям распределения снежного покрова в районе и дешифрования границы снега по снимкам, а также оценке точности результата.

**5.1.1. Исходная информация и частота наблюдения района с ИСЗ.** Становое нагорье — горная система в Восточной Сибири, простирающаяся от северной оконечности оз. Байкал до среднего течения р. Олекмы. Длина нагорья около 700 км, ширина более 200 км. У геологов эта территория называется Средневитимской, Байкало-Олекминской или Витимо-Олекминской горной страной. Сильно расчлененные горные хребты (высотой до 3000 м) вытянуты в восточно-северо-восточном направлении и чередуются с обширными межгорными котловинами, днища которых имеют отметки 500—1000 м. Крупнейшие из этих котловин — Верхнеангарская, Муйско-Куандинская и Верхнечарская. Именно по этим котловинам проложена трасса БАМа. Трасса пересекает горные хребты по речным долинам и перевалам, а во многих местах — по тоннелям.

Для устойчивой эксплуатации трассы и планомерного освоения прилегающей к ней зоны нужны надежные сведения по географии и климатографии снежного покрова, а также данные об объемах и трансформации стока от снеготаяния. Существующая в настоящее время в районе сеть метеорологических станций расположена в межгорных котловинах и не дает репрезентативных сведений для всего горного района. Наблюдения за снежным покровом в горах практически отсутствуют. Поэтому неизвестны сроки образования и разрушения снежного покрова и продолжительность залегания снега на разных высотах. Весьма скудны сведения об объемах стока от снеготаяния и о долях талых вод в годовом стоке и стоке весеннего половодья.

Для решения перечисленных задач и получения недостающих сведений о снежном покрове Станового нагорья сделана попытка использовать новый источник информации — систематические съемки с метеорологических искусственных спутников Земли (ИСЗ). При безоблачных условиях заснеженные участки поверхности отчетливо выделяются на снимке и подчеркивают рисунок горных хребтов в районе (рис. 5.1). Детальное картирование снежного покрова выполнялось для трех речных водосборов до замыкающих створов, где систематически измеряются расходы воды: р. Верхняя Ангара — с. Верхняя Заимка, р. Муя — д. Таксимо, р. Чара — с. Чара. Водосборы расположены в Верхнеангарской, Муйско-Куандинской и Верхнечарской котловинах. На каждом водосборе центральные участки заняты равнинными заболоченными днищами котловин. Горное обрамление возвышается до 2000 м. Для района характерен незначительный снежный покров на днищах котловин и быстрый сход его весной. Затем граница снега медленно поднимается (по мере таяния снежного покрова) в горы. Так что практически задача сводится к дешифрированию и картированию снеговой линии в горах. Гидрографические характеристики этих водосборов приведены в табл. 5.1. Размеры площадей водосборов от 4150 до 20 600 км<sup>2</sup>, средняя высота поверхности 1170—1440 м. Гипсографические кривые водосборов идентичны (рис. 5.2), 50 % площади водосбора расположено выше 1200 м, а 5 % — выше 2000 м. В отдельных случаях анализ материалов аэрофотосъемки выполнялся для частных водосборов трех указанных бассейнов. Иногда привлекались сведения по двум малым водосборам, расположенным на Байкальском хребте: р. Кунерма — база Кунерма (площадь поверхности  $F = 524$  км<sup>2</sup>, диапазон высот  $H = 550...2200$  м), р. Гоуджекит — гм. ст. Гоуджекит ( $F = 297$  км<sup>2</sup>,  $H = 750...2200$  м).

Съемку района выполняли спутники «Космос-156» и системы «Метеор». Обычно спутник проходит над районами 1 раз в день и выполняет ТВ съемку. При работе на орбитах нескольких спутников иногда получается две-три съемки в день. Облачные закрытия территории в момент съемки заметно уменьшают число снимков, пригодных для дешифрирования границы снежного покрова. По фактическим съемкам за 1972—1978 гг. в период снеготаяния (май, июнь) для указанных водосборов получено от 5 до 20 удовлетворительных съемок за сезон при безоблачных условиях. Распределение съемок во времени очень неравномерное. В отдельные дни набирается до трех безоблачных съемок водосборов, но бывают декады, когда не получено ни одного пригодного для дешифрирования снимка.

**5.1.2. Дешифрирование снежного покрова по ТВ снимкам.** Опыт использования спутниковой информации показывает, что по ТВ снимкам определенно можно получить лишь одну характеристику — положение границы снежного покрова. Совместный

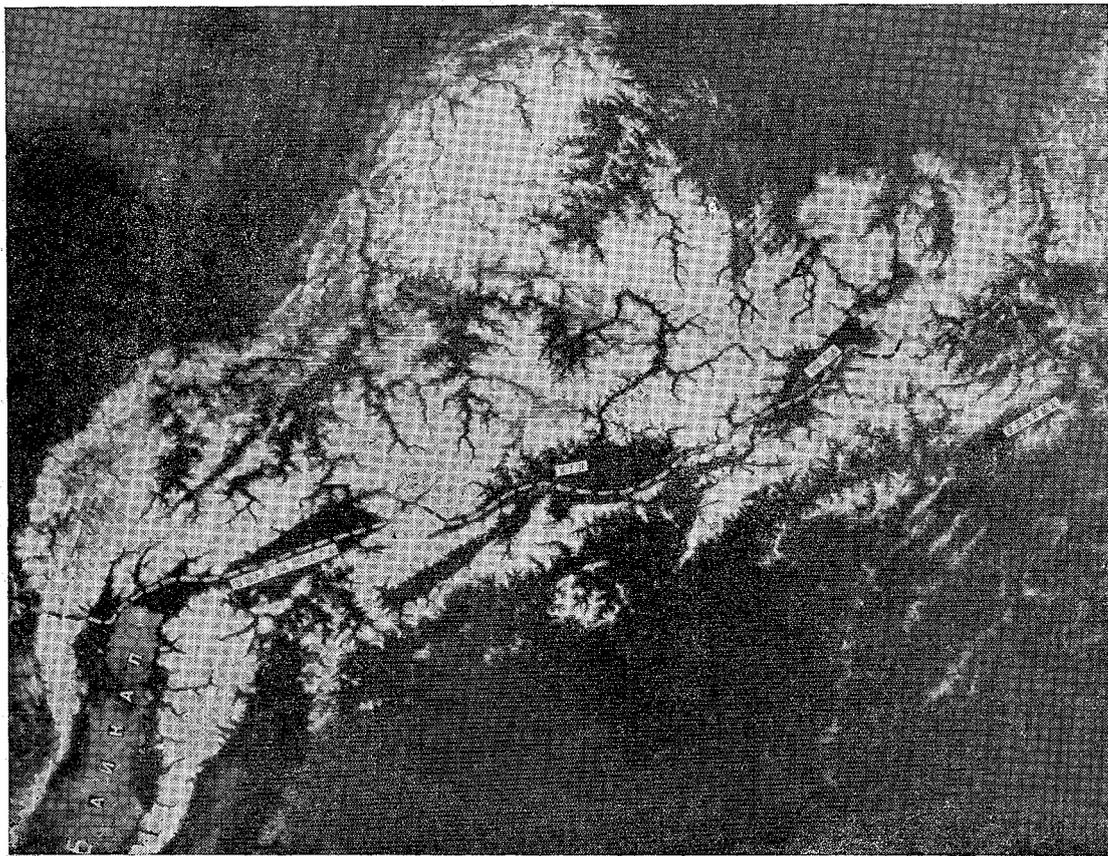


Рис. 5.1. ТВ изображение  
Станового нагорья с ИСЗ  
«Метеор» за 27.V 1978 г.  
Пунктиром показана трасса  
БАМа.

Таблица 5.1

## Гидрографические характеристики водосборов некоторых рек

Река—пункт	Длина реки, км	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Высота поверхности водосбора, м абс.			Залесенность, %			Заболоченность, %	Озерность, %
			средняя	вышая	нижая	общая	лиственных	хвойных		
Верхняя Ангара — с. Верхняя Займка	407	20600	1170	2608	(450)	37	30	7	4	<1
Муя — д. Таксимо	285	9900	1440	2731	(510)	30	24	6	<5	<1
Муякан — гмп Лопро	146	2500	1420	—	—	33	—	—	<1	<1
Чара — мест. Горячий Ключ	—	(9280)	—	3000	—	43	38	5	—	—
Чара — с. Чара	155	4150	1370	3000	(709)	45	40	5	<5	1

Примечания: 1. Низшая отметка водосбора дана по высоте метеостанции в замыкающем створе.

2. При определении залесенности лиственными лесами учитывались площади, занятые лиственницей; в хвойные леса включен кедровый стланик.

анализ съемок в видимой и ближней ИК зонах спектра иногда обнаруживает различия в положении опознаваемой по снимкам границы снежного покрова. На этом основывается возможность оценки размеров зоны снеготаяния. Но и в данном случае речь прежде всего идет о дешифрировании границы снега. Известны попытки поиска связи яркости изображения снежной поверхности с высотой снега. Такие работы имеют поисковый характер, они могут дать прикладные результаты в равнинных районах, при малых высотах снежного покрова и более детально здесь не рассматриваются.

Итак, по снимкам можно наблюдать распределение снежного покрова по площади водосбора. При изучении площадных характеристик прежде всего необходимо определить границу снежного покрова и научиться дешифрировать ее по снимку. Граница — это линия, разделяющая две разнородные среды. В естественных условиях этот раздел редко бывает выражен одной линией, обычно он имеет диффузный характер. Зона перехода от бесснежной территории к заснеженной занимает на местности полосу определенного размера. Но если наблюдать эту полосу с некоторого расстояния, она представляется в виде единой линии. На самом деле в горах отмечается большая неоднородность в залегании снежного покрова. В результате перераспределения снега зимой и в процессе таяния снежный покров в пограничной полосе становится пятнистым. На снимке, полученном с ИСЗ, эта граница обычно дешифрируется в виде единой линии, отделяющей заснеженные территории белого тона от темных бесснежных.

Процесс визуального дешифрирования складывается из рассматривания снимков, выделения по ним необходимых границ и контуров и идентификации этих выделов. Снимки для дешифрирования увеличивались в 4—5 раз (до масштабов порядка 1:2 000 000) и рассматривались при помощи луп 2\* и 4\* увеличения с большим полем зрения. При фотопечати снимки, полученные кадровыми системами, частично трансформировались с помощью фототрансформатора ФТБ.

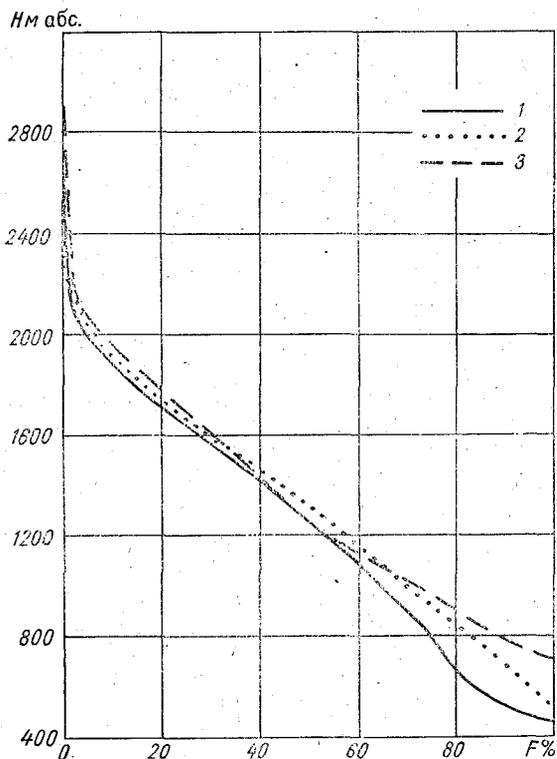


Рис. 5.2. Гипсографические кривые водосборов р. Верхняя Ангара—с. Верхняя Заимка (1), р. Муя—д. Таксимо (2), р. Чара—с. Чара (3).

По снимкам была дешифрирована граница снежного покрова и закреплена (прямо на снимке) контрастным цветом (тушь, гуашь). Контур линий водосбора был перенесен на поздневесенние снимки (где снежный покров подчеркивает основные водораздельные хребты) с помощью топографического проектора. После дешифрирования на каждом снимке были закреплены две линии: контур водосбора (до замыкающего створа) и граница снежного покрова.

Формальный дешифровочный признак снеговой линии очень

прост — это линия наибольшего контраста, отделяющая на снимке районы белого (снежный покров) и черного (бесснежные территории) тона изображения. Но при практическом использовании этого признака встречается много затруднений. Дело в том, что по отражательным свойствам многие земные образования близки к снежному покрову и, находясь на бесснежной территории, могут привести к неверной интерпретации изображения. Такими образованиями являются ледяной покров на реках и озерах, наледи, светлые пески, осыпи и облачность. Ледяной покров относительно крупных озер (Баунт, Леприндокан, Большое Леприндо, Довочан) отображается на снимке светлыми пятнами характерной формы, выдает местоположение озер на снимке и не является помехой для дешифрирования границы снега, а скорее облегчает этот процесс. Наледи, а также группировки малых озер при ледоставе придают изображению светлый вид (светло-серые расплывчатые пятна, иногда, при речных наледи, вытянувшиеся цепочкой по дну речной долины) и могут быть идентифицированы как пятна снега. Однако знание района и наличие крупномасштабной карты избавляет и от этой ошибки. При аэровизуальных обследованиях района в период снеготаяния не удалось обнаружить светлых горных осыпей и склонов: все они темные. Есть участки обнаженных песков в Верхнечарской котловине. Наибольший из них — известное урочище «Пески», массив светлых незалесенных песков площадью более 40 км<sup>2</sup>, — обычно опознается по снимку на темном фоне котловины и служит хорошим ориентиром для привязки снимков. Другие песчаные массивы частично покрыты лесом, имеют меньшие размеры и на ТВ снимках не опознаются. Наиболее серьезной помехой является облачность. При сплошной облачности знакомые контуры на снимке не опознаются и дешифрирование границы снега выполнить невозможно. Большие затруднения в дешифрировании бывают при частичном закрытии водосбора облачностью или туманом. Есть несколько общих признаков разграничения облачности и снежного покрова:

— При отсутствии облачности рисунок изображения каждого района имеет свои особенности. Каждую котловину можно узнать по характерной форме ее, демаскируемой на зимнем снимке распределением лесов, а на весеннем — освободившимся от снега днищем котловины. Заснеженные горы и бесснежные долины горных рек формируют характерный дендритовый рисунок матовой светлой текстуры, обрамляющий темную котловину. На днищах котловин иногда опознаются наиболее крупные и контрастные объекты: озера, массив «Пески», цепочки речных наледей. Но вообще на темном изображении днища котловины очень мало заметных объектов для дешифрирования и привязки снимка. Основной рисунок изображения все же формирует контур котловины и дендритовое горное обрамление ее. Все нарушения этого рисунка свидетельствуют о наличии облачности.

— Рисунок изображения и текстурные особенности его помогают иногда различать облачность и заснеженные поверхности. Последние имеют дендритовый рисунок и однообразную матовую текстуру изображения. Формы облачности более овальные, плавные, часто отображаются на снимках зернисто-пятнистой текстурой.

— Облачная кайма вдоль границы снега и наличие кучево-образной облачности в речных долинах нарушает картографическую достоверность рисунка. Весной для межгорных котловин характерны большие контрасты температур поверхности: здесь рядом располагаются темные бесснежные днища котловин и холодные снега в горах. Поэтому утром инсоляция и прогрев котловин сопровождается конвективными токами воздуха и образованием местной кучевой облачности, которая в первую очередь формируется на границе раздела двух разнотемпературных сред, а затем быстро заполняет котловину, речные долины и поднимается по склонам гор. Облачная кайма по границе снега существенно осложняет дешифрирование этой границы по снимку. Пожалуй, единственный способ учесть эту местную особенность — выполнять съемку в ранние утренние часы, когда освещенность местности уже достаточна для съемки, а прогрев поверхности еще не начался. По нашим наблюдениям, в период снеготаяния этот интервал составляет всего 1—2 ч.

— Облачность быстро изменяет форму и расположение, рисунок снежного покрова более стабилен. Для использования этого признака надо иметь несколько последовательных изображений района.

С другой стороны, на заснеженных территориях часто встречаются темные объекты, затрудняющие опознавание границы снега. Это прежде всего леса и тени от горных хребтов. По этой причине при дешифрировании снимка надо иметь перед глазами карту лесов и физико-географическую карту. Преобладающая порода лесов в районе — лиственница. Наиболее неприятны в отношении дешифрирования снега участки сосновых лесов, а также заросли кедрового стланика. Последние обычно зимуют под снегом, а при снеготаянии появляются на поверхности и маскируют снежный покров. Но в общем по растительности условия дешифрирования благоприятны на всех трех водосборах. Лес средней густоты из лиственных пород и лиственницы на аэрофотоснимках (и при аэровизуальном наблюдении с малой высоты) дает зернистый рисунок из светло-серых пятен на белом фоне снега. По аэровизуальным наблюдениям с высоты 5—6 км граница снега в таком лесу хорошо видна и может быть оконтурена единой линией, когда покрытость территории превышает 20 %. На зимних спутниковых снимках при сплошном снежном покрове леса дают нечеткий серый зернистый рисунок характерной формы, в общем оконтуривающий днища котловин.

Съемки при низкой высоте Солнца дают еще одну помеху:

на снимке изображаются тени от горных хребтов. Ширина и размещение теней зависят от высоты Солнца, высоты горных хребтов и их взаимного расположения в момент съемки. По подсчетам, при самых неблагоприятных условиях съемки ширина тени от горных хребтов в Становом нагорье может достигать 10 км. Тени подчеркивают элементы рельефа и облегчают привязку изображения к карте. Но по таким снимкам площадь покрытая снегом, может быть занижена.

Опыт дешифрирования спутниковых снимков района за 10 лет обнаружил закономерное, из года в год повторяющееся (при отсутствии облачности) изменение рисунка изображения в соответствии с сезонной ритмикой образования и схода снежного покрова. На этом и следует основывать систему дешифрирования ТВ изображений. Прежде всего надо создать набор эталонных изображений, последовательно развертывающих процесс освождения района от снега либо образования снежного покрова. На всех эталонных изображениях для каждого водосбора необходимо определить площадь заснеженности и высоту снеговой линии. В дальнейшем на основе поиска аналогий и аномалий каждое новое изображение можно отождествить с одним из эталонных изображений. Здесь открывается возможность автоматизации процесса дешифрирования: сравнивать изображения с эталонными может и машина, способная распознавать образы.

И, наконец, следует остановиться на возможностях дешифрирования по многозональным снимкам фронта снеготаяния. В отечественной и зарубежной литературе встречаются многочисленные сообщения о том, что размер дешифрируемой по многозональным снимкам площади снежного покрова в период снеготаяния закономерно уменьшается по мере приближения к ближней ИК зоне (0,8—1,1 мкм). По экспериментальным измерениям, снежный покров имеет наибольшее спектральное альbedo на участке около 0,6 мкм. С увеличением длины волны яркость снега (и его альbedo) понижается. Причем замечено, что это понижение бывает более интенсивным для влажного тающего снега, чем для сухого. На этом основании делается заключение о возможности определения площади одновременного снеготаяния по сопоставлению съемок в зонах 0,5—0,6 (или 0,6—0,7 мкм) и 0,8—1,1 мкм. Допускается, что зона 0,5—0,6 регистрирует весь снежный покров независимо от его влажности, а зона 0,8—1,1 мкм — только сухой, нетающий снежный покров. Однако такое допущение не является бесспорным и вопрос о возможности индикации зон тающего снега по современным многозональным съемкам нельзя считать решенным окончательно. Для таких сомнений имеются причины теоретического и эмпирического характера. Во-первых, пока еще слабо изучены спектрально-яркостные свойства снежного покрова и их связь с влажностью снега. Во-вторых, современная многозональная съемка с ИСЗ имеет очень серьезные ос-

нования для спектральной и радиометрической некорректности результатов. Основные причины и следствия этого достаточно подробно изложены в Методических рекомендациях [17].

Для района Станового нагорья были проанализированы безоблачные спутниковые изображения в различные сезоны за 1976—1979 гг. Замечено, что с начала образования устойчивого снежного покрова осенью и до начала интенсивного таяния весной нет существенных различий в изображении снежного покрова в четырех зонах спектра. Информативные различия появляются, и то далеко не всегда, в период интенсивного освобождения водосборов от снежного покрова. Отдельные съемки после летних снегопадов также дают зональные различия в изображении снежного покрова. Эти различия проявляются в размере покрытой снегом площади, вид границы снежного покрова сохраняется в разных зонах идентичным. По снимкам в четырех зонах было выполнено дешифрирование границы снежного покрова и определение степени покрытия водосборов снегом. Результаты показывают заметные различия в степени покрытия водосборов снегом, определенной по снимкам в четырех зонах. Отмечается тенденция к уменьшению этой величины по мере приближения к ближней ИК зоне. Но закономерность эта прослеживается не всегда. Часто наибольшую заснеженность дает зона 0,6—0,7 мкм. Разница в площадях, полученных по результатам дешифрирования зональных снимков, по абсолютной величине достигает 4000 км<sup>2</sup>, а относительно наибольшей площади заснеженности эта разница изменяется от 7 до 100 %. Далее были выполнены расчеты высоты нулевой и десятиградусной изотерм, а также температуры воздуха на высоте снеговой линии, определенной по снимкам в четырех зонах (табл. 5.2). Для водосборов рек Верхней Ангары и Муи был принят средний расчетный градиент температуры 0,6 °С/100 м, для водосбора р. Чары температура воздуха на высотах была взята по данным радиозондирования атмосферы в срок, близкий к сроку съемки с ИСЗ. В соответствии с расчетными данными (см. табл. 5.2) высота нулевой изотермы находится выше наибольших отметок водосборов на 100—1500 м. Высота изотермы 10 °С в большинстве случаев находится несколько ниже высоты снеговой линии, определенной по снимкам в зоне 0,5—0,6 мкм, и лишь в самом конце периода таяния (19 июля и 1 августа 1978 г.) приближается к высоте снеговой линии по съемке в зоне 0,8—1,0 мкм. Разница температур воздуха для высот снеговой линии, определенных по съемкам в крайних зонах, изменялась от 0,3 до 5,1 °С, причем чем больше разница этих температур, тем больше различия в площади заснеженности. Разница по средним суточным температурам 5 °С (при абсолютном значении температуры от 1 до 14 °С) соответствует району, определенному при дешифрировании снимков в крайних зонах (0,5—0,6 и 0,8—1,0 мкм). Такая ситуация при обыч-

Таблица 5.2

Результаты определения высоты снеговой линии на водосборах Станового нагорья по съемкам с ИСЗ и данные расчетов высоты нулевой и десятиградусной изотерм и температуры воздуха на высоте снеговой линии (по температурному градиенту  $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ )

Дата съемки	Высота снеговой линии (м) по съемкам в зонах, мкм				Средняя суточная температура воздуха, $^{\circ}\text{C}$	Высота изотерм, м		Температура воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) на высоте снеговой линии (по зонам)			
	0,5—0,6	0,6—0,7	0,7—0,8	0,8—1,0		0 $^{\circ}\text{C}$	+10 $^{\circ}\text{C}$	0,5—0,6	0,6—0,7	0,7—0,8	0,8—1,0

р. Верхняя Ангара — с. Верхняя Займка <sup>1</sup>

3. V. 77	950	1040	1060	1015	—3,9			—6,7	—7,2	—7,3	—7,1
31. V. 77	1280	1290	1320	1340	14,4	2890	1220	9,6	9,6	9,4	9,3
28. VI. 77	1715	1660	1715	2220	14,9	2970	1300	7,5	7,9	7,5	4,5
16. VII. 78	1760	1630	1820	1960	17,6	3420	1750	10,0	10,8	9,6	8,8
19. VII. 78	1820	1830	1910	2210	22,0	4150	2490	14,0	14,0	13,5	11,7
1. VII. 78	2000	1850	—	2608	22,1	4170	2500	13,0	13,9	—	9,4

## р. Муя — д. Таксимо

3. V. 77	855	935	940	950	—1,0			—3,0	—3,5	—3,6	—3,6
31. V. 77	1485	1460	1400	1460	15,5	3100	1430	9,7	9,8	10,2	9,8
28. VI. 77	1875	1810	1845	2731	13,8	2810	1150	5,6	6,0	5,8	0,5
16. VII. 78	1950	1795	2010	2078	15,1	3030	1360	6,5	7,4	6,1	5,8
19. VII. 78	1880	1840	2005	2731	19,9	3830	2160	11,7	11,9	10,9	6,6

## р. Чара — с. Чара

9. IX. 79		1860		1920	2,4	2970	1500		8,8		8,5
-----------	--	------	--	------	-----	------	------	--	-----	--	-----

<sup>1</sup> Сведения о температуре воздуха для водосбора р. Верхней Ангары приняты по метеостанции Уоян.

ных условиях снеготаяния должна вызывать повышение влажности снега до максимальной водоудерживающей способности и иметь следствием интенсивную водоотдачу из снежного покрова. Можно сделать предварительный вывод о том, что по снимкам в ближней ИК зоне дешифрируется даже не фронт снеготаяния, а некая граница интенсивного таяния и водоотдачи из снежного покрова.

Констатируем следующие особенности наблюдения за снеговой линией в горах по спутниковым ТВ снимкам:

— Граница снежного покрова хорошо опознается по снимкам во всех четырех зонах и может быть дешифрирована в виде единой линии по наибольшему контрасту «черное—белое». Помехами для надежного дешифрирования границы снежного покрова являются локальные покрытия водосбора облачностью и туманом, а также участки темнохвойной растительности большой густоты на днищах котловин и в горно-таежной зоне.

— Зональные различия в площади заснеженности проявляются лишь на снимках поздневесеннего периода, а также после летних снегопадов в горах. Расчеты температуры воздуха по высотам с помощью температурного градиента подтверждают наличие интенсивного снеготаяния с водоотдачей из снежного покрова в полосе, опознаваемой по сопоставлению снимков в зонах 0,5—0,6 и 0,8—1,0 мкм.

— Для подтверждения возможности определения по многозональным снимкам районов интенсивного снеготаяния необходимо дальнейшее накопление и анализ съемочного материала. Требуется также более надежное обоснование кривой спектральной яркости снежного покрова в ближней ИК зоне.

**5.1.3. Методические приемы картирования снеговой линии в горах.** После дешифрирования границы снежного покрова на снимке необходимо перенести ее на карту для определения площади заснеженной части водосбора. Если бы снимки имели определенный и постоянный по площади масштаб, такое определение можно было бы выполнить непосредственно по снимку. Но спутниковые ТВ изображения имеют очень заметные геометрические искажения, зачастую не поддающиеся устранению традиционными средствами аэрофотограмметрии. Поэтому приходится применять различные технические приемы для переноса дешифрированных контуров и границ со снимков на карту. В настоящее время существуют [34] и разрабатываются автоматизированные способы обработки спутниковой информации. Эти способы пока далеки от совершенства и не могут быть рекомендованы для оперативной практики. Для обработки массового материала съемок Станового нагорья были использованы упрощенные приемы переноса границ снежного покрова на картографическую основу. Вначале были подготовлены схемы водосборов с точным (в соответствии с картой) контуром водораздельной линии до замыкающего створа и характер-

ными объектами, дешифрирующимися по снимку (гидрографическая сеть, орографическая схема). Далее дешифрованный снимок закреплялся на экране универсального топографического проектора (УТП-2) и проектировался с увеличением до масштаба карты (1:1 000 000). Простое увеличение до масштаба схемы обычно обнаруживает существенные несовпадения характерных деталей и контура водораздельной линии. Поэтому совмещение выполнялось по отдельным частям путем последовательного приближения. Площади заснеженной части водосбора измерялись электронным планиметром, поэтому на бланках зачернялись освободившиеся от снега участки водосбора. Пример подготовленных таким образом схем показан на рис. 5.3. По результатам планиметрирования для каждого обработанного снимка была определена степень покрытия водосбора снегом как отношение заснеженной части к общей площади водосбора (в процентах). Эквивалентная величине заснеженности водосбора высота снеговой линии снималась с гипсографических кривых.

**5.1.4. Оценка точности картирования снега в горах по материалам съемок с ИСЗ «Метеор».** При практическом использовании спутниковых съемок для картирования границ снежного покрова и высоты снеговой линии в горах надо знать: 1) какой степени покрытия территории снегом (в пограничной полосе) соответствует генерализованная граница снега, дешифрируемая по спутниковому изображению, и 2) какова точность картирования этой границы.

Чтобы ответить на эти вопросы, выполнен комплекс аэровизуальных и аэрофотосъемочных работ в течение трех весенних сезонов (1976—1978 гг.). Анализ материалов этих съемок совместно со спутниковой информацией позволил получить некоторые выводы. По результатам двухкратных аэровизуальных наблюдений, синхронных со спутниковыми съемками, получено среднее расхождение в положении границы снега 1500 м с отдельными отклонениями до 16 км. Большое значение при аэровизуальном картировании границы снега имеет опытность наблюдателя и физико-географические особенности района. Результаты аэровизуального картирования, по мнению авторов настоящего раздела, не могут служить надежным эталоном при оценке спутниковых данных.

Маршрутные аэрофотосъемки выполнены в масштабе около 1:30 000 по серии секущих (поперек границы снега) маршрутов. Количество таких маршрутов было назначено для каждого водосбора заведомо большим, с тем, чтобы получить достаточное число точек для определения высоты снеговой линии, а также для выбора из них нескольких репрезентативных маршрутов. Однако за три съемочных сезона по различным причинам не удалось выполнить съемки по полной серии маршрутов. Фактическая освещенность водосборов съемочными маршрутами ока-

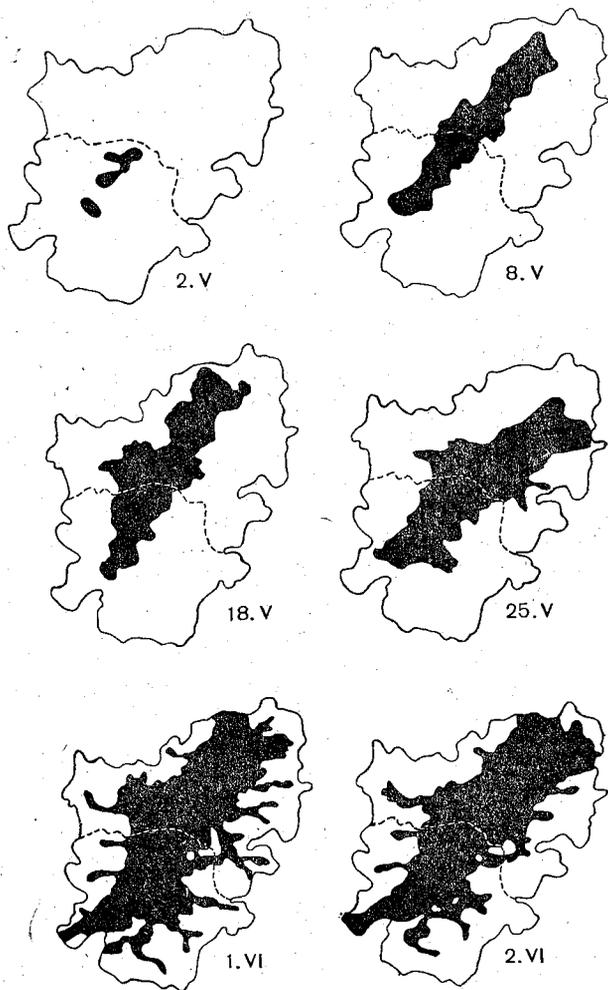
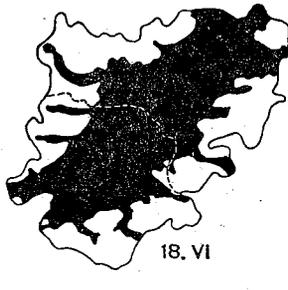
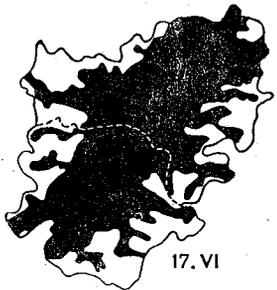
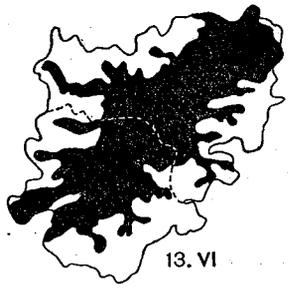
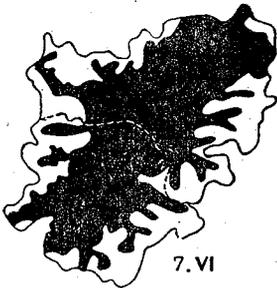
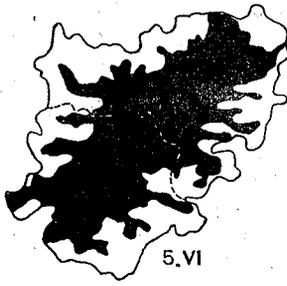
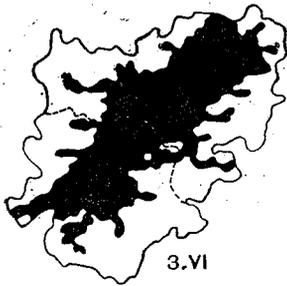


Рис. 5.3. Результаты дешифрирования границы снеж  
 Горячий Ключ) в весенний период 1974 г. по ряду пос  
 Пунктиром отсечен водосбор



ного покрова Верхнечарской котловины (до створа  
ледовальных съемок с ИСЗ «Метеор».  
р. Чара — с. Чара.

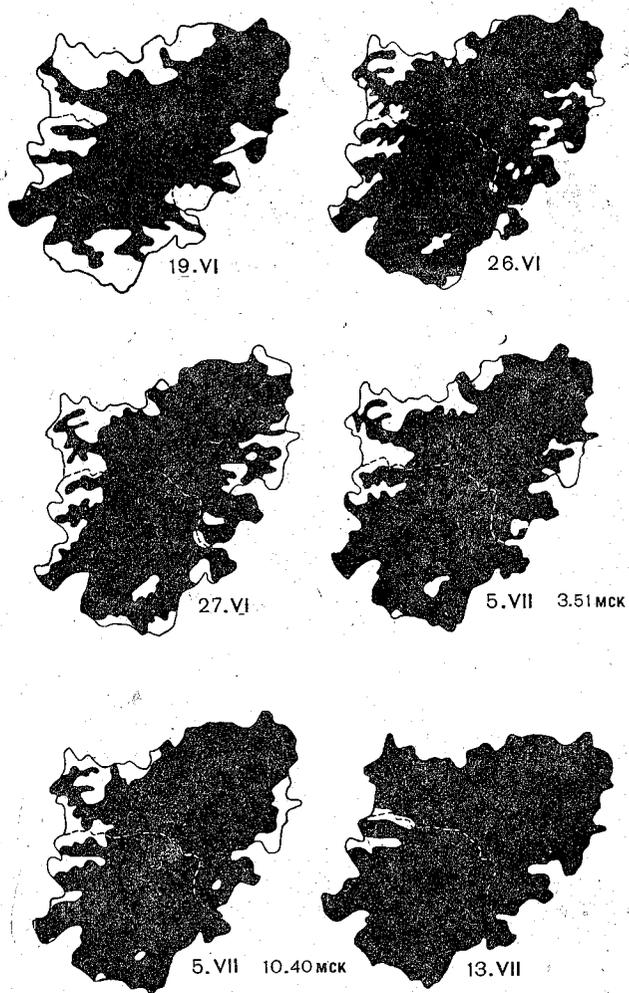


Рис. 5.3. Результаты дешифрирования границы снежного покрова Верхнечарской котловины (до створа Горячий Ключ) в весенний период 1974 г. по ряду последовательных съемок с ИСЗ «Метеор».

Пунктиром отсечен водосбор р. Чара — с. Чара.

залась неудовлетворительной: маршруты характеризуют локальные особенности снеговой линии на отдельных участках водосбора. Граница снежного покрова была дешифрована по каждому маршруту и перенесена на карту (1:100 000), по которой определена высота снеговой линии для склонов четырех экспозиций. Колебания высоты снеговой линии на склонах очень заметны, наибольшие различия (склоны северной и южной экспозиций) по осредненным данным иногда превышают 200 м. Для 14 случаев синхронности маршрутной АФС и ТВ съемки с ИСЗ выполнено сравнение результатов определения высоты снеговой линии на водосборах. Средняя разница в высоте оказалась равной 210 м, при отклонениях от 15 до 390 м (2—30%), что в значительной степени определяется репрезентативностью маршрутов аэрофотосъемки и равномерностью их размещения на водосборе.

Более надежным эталоном для оценки результатов картирования границы снега по спутниковым снимкам являются материалы площадных аэрофотосъемок поверхности водосбора. Такие съемки выполнялись одновременно в двух масштабах: 1:50 000 и 1:100 000. Граница снега после визуального (с помощью стереоскопа) дешифрирования аэрофотоснимков была перенесена на карту масштаба 1:100 000, по которой затем определялась площадь заснеженной части водосбора. В дни съемки снег в горах лежал сплошным покровом (за исключением отдельных обрывистых склонов), а по мере понижения рельефа переходил в пятнистый (чередование заснеженных и бесснежных участков). Поэтому для нескольких съемок были проведены две линии: общая граница снежного покрова, оконтуривающая все участки, где есть пятна снега, и граница снега, соответствующая покрытости местности снегом 50—60 %. Сравнение результатов картирования границы таким способом и по материалам синхронной съемки с ИСЗ показало, что граница снежного покрова, определенная по ТВ снимкам, располагалась между этими двумя границами, дешифрированными по аэрофотоснимкам. Анализ результатов сравнения, а также опыт аэровизуального наблюдения и дешифрирования снеговой линии на маршрутных АФС позволяет сказать, что для данного района линия наибольшего контраста на спутниковых ТВ снимках, разделяющая заснеженные и бесснежные территории, соответствует зоне 40—50 %-ной степени покрытия местности снегом.

Оценка точности картирования границы снежного покрова выполнена эмпирическим способом сравнения материалов синхронных площадных аэрофотосъемок и ТВ съемок с ИСЗ. Всего было принято 13 таких съемок. Кроме того, привлечены материалы космического фотогафрирования (четыре случая синхронных съемок). Сопоставлялись два параметра: степень покрытия водосбора снегом и высота снеговой линии на день съемки. За эталон при оценке точности результата принимались

данные, полученные по аэрофотосъемке (АФС) либо по материалам космического фотографирования (МКФ). Дешифрованные по АФС и ТВ съемке границы снежного покрова совмещались на одном бланке водосбора. Граница снежного покрова, определенная по АФС, имеет извилистый вид, а ТВ съемка дает ее более плавный, генерализованный облик (рис. 5.4). Результаты определения степени покрытия водосборов снегом по всем трем (АФС, МКФ, ТВ) видам материалов показаны в табл. 5.3 и 5.4. Средняя погрешность определения степени покрытия во-

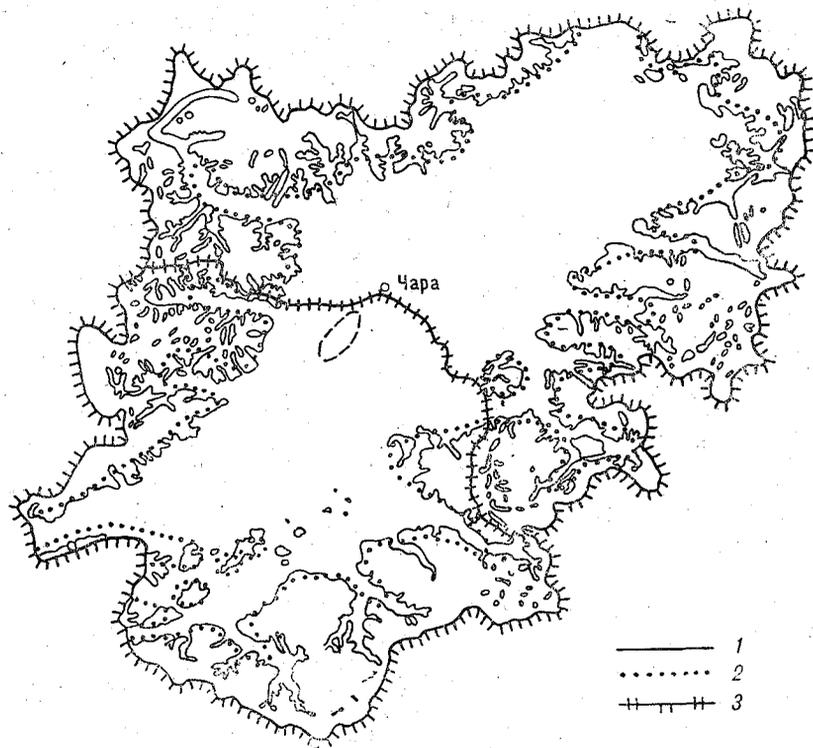


Рис. 5.4. Сопоставление границы снежного покрова в Верхнечарской котловине 05.VI 1976 г. по материалам площадной аэрофотосъемки (1) и по ТВ изображению с ИСЗ «Метеор» (2). 3 — контур водосбора до замыкающих створов Чара и Горячий Ключ.

досбора снегом по ТВ снимкам получилась равной 6,4 % и изменялась от 0,7 до 13,3 %. Надо заметить, что по современным ТВ снимкам малого разрешения достаточно сложно дешифровать границу снега на водосборах площадью менее 600 км<sup>2</sup>. Большое расхождение в результатах для водосбора р. Муи за 11 июня 1976 г. можно объяснить тем, что на снимке граница снега была частично маскирована облачностью. Аналогичное

Таблица 5.3

Сравнение результатов определения степени покрытия водосборов снегом по материалам АФС и ТВ съемок с ИСЗ «Метеор»

Река—пункт	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Дата съемки	Несинхронность АФС и ТВ	Степень покрытия снегом, %			Погрешность ТВ относительно АФС, %
				АФС	ТВ	разница	
Чара — с. Чара	4150	05. VI. 76	3	44,3	44,0	—0,3	0,7
Чара — мест. Горячий Ключ	(9280)	05. VI. 76	3	44,2	46,2	2,0	4,5
Чара — с. Чара	4150	20. V. 77	0,5	46,3	44,0	—2,3	5,0
Чара — с. Чара	4150	28. V. 77	2	39,5	38,6	—0,9	2,3
Чара — мест. Горячий Ключ	(9280)	28. V. 77	2	42,4	39,4	—3,0	7,1
Муя — д. Таксимо	9900	11. VI. 76	3	30,0	34,0	4,0	13,3
Муя — (фрагмент)	3550	04. VI. 77	3	40,8	36,9	—3,9	9,6
Муякан — гмп Лопро	(2500)	25. V. 76	0,5	57,7	62,9	5,2	9,0
Муякан — гмп Лопро	(2500)	19. V. 77	4	65,5	61,1	—4,4	6,7
Гоуджекит — гмп Гоуджекит	297	24. V. 76	5	94,0	96,7	2,7	2,9
Кунерма — база Кунерма	(524)	24. V. 76	5	98,0	87,5	—10,5	10,1
Гоуджекит — гмп Гоуджекит	297	4. VI. 77	1	86,8	89,0	2,2	2,5
Кунерма — база Кунерма	(524)	4. VI. 77	1	75,7	68,8	—6,9	9,1
Средняя							6,4

Таблица 5.4

Сравнение результатов определения степени покрытия водосборов снегом по материалам космического фотографирования (МКФ) и ТВ съемок с ИСЗ «Метеор»

Река—пункт	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Дата съемки	Несинхронность МКФ и ТВ (в часах)	Степень покрытия снегом			Погрешность ТВ относительно МКФ, %
				МКФ	ТВ	разница	
Верхняя Ангара (фрагмент)	9740	24—25. V. 76	24	39,8	33,0	—1,8	4,5
Томпуда	1810	24. V. 76	5	80,8	80,3	—0,5	0,6
Гоуджекит — гмп Гоуджекит	297	24. V. 76	20	100	93,7	—3,3	3,3
Кунерма — база Кунерма	(524)	24. V. 76	20	82,5	87,5	5,0	6,1
Средняя							3,6

сравнение материалов ТВ съемок с МКФ для четырех случаев дало среднюю погрешность 3,6 %.

Графическое сравнение результатов показывает вполне удовлетворительное размещение точек около линии, проведенной

под углом  $45^\circ$  (рис. 5.5). Эта прямая отражает теоретически существующую связь одних и тех же величин. Отклонения эмпирических точек дают погрешности определения этих величин.

Для горных районов представляет интерес сравнение средних высот снеговой линии, определенных различными способами. Сравнение высот снеговой линии, эквивалентных (через гипсографические кривые) степени покрытия водосбора снегом, определенной по АФС и ТВ

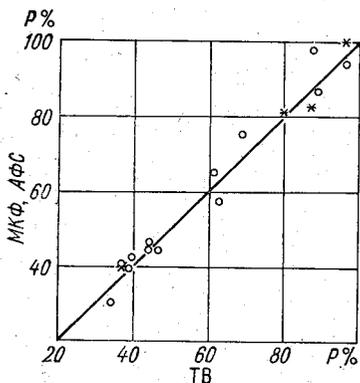


Рис. 5.5. Сравнение степени покрытия снегом речных водосборов Станового нагорья, определенной по материалам аэрофотосъемки (АФС), космического фотографирования (МКФ) и ТВ съемки с ИСЗ «Метеор» (ТВ).

обнаружило разницу в среднем для десяти случаев 90 м, с отдельными отклонениями от 10 до 270 м.

На основе эмпирических оценок точности определения заснеженности водосборов по ТВ изображениям, получаемым с оперативной системы «Метеор», можно сделать следующие выводы:

- применение способа визуального дешифрирования и полунструментального переноса результатов на карту для определения степени покрытия снегом речных водосборов размером от 300 до 10 000 км<sup>2</sup> повлечет за собой ошибку порядка 5—6%;
- эквивалентная высота снеговой линии в горах может быть определена с погрешностью 100—150 м;

— основная доля погрешностей вызвана геометрической некорректностью ТВ изображений (большие искажения) и отсутствием объективных способов устранения этих искажений и надежного определения по таким материалам площадей.

**5.1.5. Об оценке зон влияния промышленных центров на окружающую среду.** Снежный покров является хорошим фоном для выявления дальности распространения загрязнения вокруг промышленных центров. Тяжелые составляющие загрязненного воздуха (пыль, сажа, аэрозоли) выпадают на территорию города и далеко за его пределами. Отражательная способность загрязненного снега существенно изменяется, иногда альbedo такого снега в 2—3 раза ниже, чем альbedo чистого. Это обстоятельство влечет за собой два последствия: во-первых, пятно загрязнения становится видимым на фоне чистых окружающих снегов, и, во-вторых, таяние и сход снежного покрова начинается в первую очередь именно на загрязненных участках, что еще более подчеркивает ареал распространения загрязнений вокруг центра их выбросов. Ускорение схода снега на территориях го-

родов и прилегающих землях, по-видимому, не следует объяснять только различиями в альбедо загрязненного и чистого снега. Определенную роль в этом играют такие факторы, как наличие «острова тепла» в городе, возможность ускорения таяния за счет химических агентов, выпадающих на снег («соленые» осадки), а также наличие термических аномалий поверхности и подповерхностного слоя, приуроченных к урбанизованным землям. С другой стороны, запыленность городской атмосферы снижает интенсивность солнечной радиации по сравнению с соседними незапыленными слоями атмосферы, что в некоторой мере компенсирует ее воздействие на соседние незагрязненные участки снежного покрова, обладающие высоким альбедо. Во всяком случае результирующее пятно загрязненной поверхности вокруг центра в благоприятных условиях становится видимым (на фоне чистых снегов) и может быть дешифровано по снимку. Такие условия обычно создаются в конце зимы и ранней весной, когда накапливается достаточно большой слой загрязнений и снег на таких участках начинает оседать и подтаивать. Большое влияние на дешифрируемость загрязненного участка оказывает чистота фона, на котором он выделяется. В равнинных, степных и тундровых районах пятна загрязненного снега вокруг промышленных центров обычно хорошо дешифрируются по снимкам. Например, относительно небольшие города, расположенные вдоль Транссибирской железнодорожной магистрали на просторах Зейско-Бурейской равнины (Свободный, Белогорск), можно дешифровать по ТВ снимкам (ИСЗ «Метеор») малого разрешения. Ореолы загрязненного снежного покрова вокруг этих городов хорошо опознаются по снимкам в зоне 0,5—0,6 и 0,8—1,0 мкм. Границы этих пятен были дешифрованы по снимкам и перенесены на карту района, по которой произведено определение площадей загрязненного снега на дату съемки (табл. 5.5). При наличии густых хвойных лесов,

Таблица 5.5

Сведения о размерах зон загрязненного снежного покрова вокруг городов и населенных пунктов Транссибирской и Байкало-Амурской железнодорожных магистралей по результатам дешифрирования снимков с ИСЗ «Метеор» за отдельные даты

Населенный пункт	Дата съемки	Площадь зоны загрязненного снега, км <sup>2</sup>
Иркутско-Черемховский ТПК	16. III. 77	4 020
	2. IV. 77	12 000
г. Благовещенск	23. II. 77	190
г. Свободный	23. II. 77	80
г. Белогорск	23. II. 77	70
п. Чульман	27. IV. 79	342
п. Нерюнгри	27. IV. 79	250
г. Тында	27. IV. 79	165

по-видимому, невозможно выявить границу загрязненного снега. В то же время при пестром фоне (лесостепь, перелески из лиственных лесов, разреженные смешанные леса) часто удается отбить общую границу зоны распространения загрязнений. При этом существенное значение имеет интенсивность этих загрязнений и размер зоны их рассеяния. Вдоль существующей транссибирской железнодорожной магистрали сформировались крупные промышленные центры. Один из таких центров — Иркутско-Черемховский промышленный комплекс — был дешифрован по ТВ изображению, полученному с ИСЗ «Метеор» 16 марта 1977 г. Вдоль железнодорожной магистрали и автодороги располагается несколько крупных промышленно развитых городов (Иркутск, Шелехов, Ангарск, Усолье-Сибирское, Черемхово), в которых производится нефтепереработка, солеварение, добыча каменного угля. В районе в настоящее время проживает около 1,5 млн. человек. Выделить по снимкам ореолы загрязнения у каждого города трудно, но общее пятно дешифрируется как в зоне 0,5—0,7 мкм, так и в зоне 0,7—1,0 мкм. Контур ореола был дешифрован по снимку в зоне 0,5—0,7 мкм и перенесен на карту, по которой была определена площадь ореола (см. табл. 5.5). Площадь зоны загрязненного снежного покрова на день съемки превышала 4000 км<sup>2</sup>. Надо сказать, что обнаруженная граница распространения загрязнений не является жесткой, по-видимому, она характеризует лишь некоторый случайный ореол, сложившийся на день съемки. Скорее всего, по мере таяния снега и схода его будут вскрываться погребенные слои зимних загрязнений на снегу и площадь зоны существенно увеличится. И, действительно, съемка в более поздний период (2 апреля 1977 г.) обнаруживает на месте рассматриваемого промышленного района темное пятно, в 3 раза превышающее по площади предыдущее (см. табл. 5.5).

Размер ореола загрязненного снежного покрова вокруг промышленного центра зависит не только от размера города, но и от вида преобладающей в нем промышленности. Например, относительно небольшие населенные пункты (Чульман, Нерюнгри) в районе Южно-Якутского угольного бассейна (где производится открытая разработка месторождения) охватывают большие площади, увеличивающиеся еще за счет загрязнения окружающих снегов. Они дешифрируются на ТВ изображениях среднего разрешения в виде темных пятен характерной формы с неопределенной границей (рис. 5.6). Размеры площадей этих пятен превышают 250 км<sup>2</sup>, и, вероятно, еще не вся зона влияния видна на этом снимке, так как сезонная граница снега находится южнее и район не охвачен интенсивным снеготаянием. На этом же снимке площадь ореола вокруг г. Тынды примерно в 2 раза меньше, а размеры зон вокруг станций Беркакит, Золотинка, Нагорная, по ориентировочной оценке, 9—12 км<sup>2</sup>.

Наличие таких зон загрязнения вокруг промышленных цент-

ров и реальная возможность оценки их площадей на основе спутниковых съемок имеют не только экологическое, но и гидрологическое значение. Ускорение по сравнению с естественны-

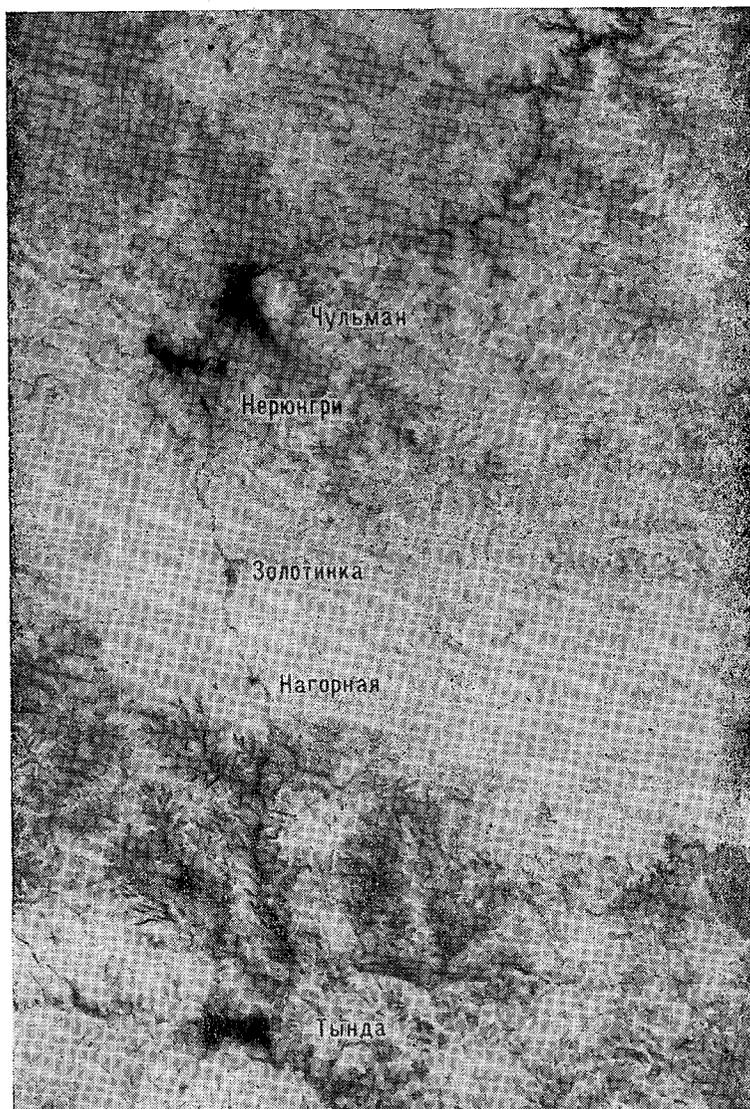


Рис. 5.6. Зоны загрязненности (и частичного схода) снежного покрова вокруг промышленных центров по трассе Тында—Беркаикит на ТВ снимке (зона 0,7—1,1 мкм) с ИСЗ «Метеор» 27.IV 1979 г.

ми условиями таяния и схода снежного покрова на таких больших площадях, сопоставимых с бассейнами некоторых рек, безусловно, будет сказываться на гидрологическом режиме рек. Пока нет разработанных приемов для оценки этого влияния, много неясных вопросов в дешифрировании ореола загрязнения по снимкам, требует исследований процесс ускоренного таяния и схода снега и влияния на этот процесс интенсивности, давности, а также химического состава загрязняющих веществ.

Вдоль строящейся Байкало-Амурской магистрали развиваются крупные территориально-промышленные комплексы. Они будут оказывать подобное воздействие на окружающую среду, и, следовательно, можно будет дешифрировать зоны загрязнения снежного покрова вокруг них. Сейчас есть возможность наблюдать за этим районом (по снимкам) в естественных условиях до появления результатов антропогенного воздействия. Материалы систематических наблюдений за районом помогут со временем оценить результаты такого воздействия.

## 5.2. Особенности распространения снежного покрова на Становом нагорье

Долгое время в научной литературе господствовало мнение о малоснежности Забайкалья. Это мнение распространялось и на Становое нагорье. Многолетние наблюдения на метеостанциях в общем подтверждали сведения о малоснежности района. Такие выводы о снежном покрове по климатологическим данным работы [29] для нескольких станций показаны в табл. 5.6.

Таблица 5.6

Многолетние характеристики снежного покрова

Станция	Высота над уровнем моря, м абс	Наибольшая высота снежного покрова за зиму, см			Запас воды в снежном покрове, средний из наибольших за зиму, мм
		средняя	максимальная	минимальная	
Нижнеангарск	477	46	70	26	85
Ченча	490	39	66	20	83
Нелята	474	25	38	10	42
Большое Леприндо	982				70
Чара	709	26	52	15	42
Средняя Олекма	526	34	56	24	60

В горном районе все физико-географические и климатологические характеристики подчиняются законам высотной поясности. Поэтому нельзя судить о распределении снежного покрова по данным метеостанций, расположенных на небольших высотах в межгорных котловинах. А в горах систематических

наблюдений за состоянием снежного покрова не производилось. В начале 60-х годов повысился интерес исследователей к географии снежного покрова Станового нагорья. Появились основанные на экспедиционных исследованиях теоретические разработки В. С. Преображенского [5], объясняющие причины современного оледенения и существования Кодарского ледникового района. Выполнены обширные исследования и обобщения по снежному покрову Удокана Э. Г. Коломычем [22—24]. Они были предназначены для прикладных целей хозяйственного освоения района. Большие исследования по географии снежного покрова Забайкалья выполнены И. М. Осокиным [44].

В результате исследований за последние 20 лет наметился более дифференцированный подход к оценке снежного покрова Станового нагорья. Обнаружены большие неоднородности характеристик снежного покрова как в высотном, так и в территориальном масштабах. К настоящему времени сложились общие представления о высотной поясности ландшафтных и гидрометеорологических характеристик района. Здесь они представлены в обобщенном виде комплексной табл. 5.7.

**5.2.1. Региональные особенности снежного покрова.** На основе многолетних наблюдений на метеостанциях, расположенных в межгорных котловинах, краткосрочных (до нескольких лет) наблюдений на высокогорных метеостанциях и по материалам экспедиционных исследований выяснены особенности снежного покрова в этом районе. Некоторые из них оказывают влияние на надежность дешифрирования границы снежного покрова по снимкам и на характер связей характеристик снежного покрова со стоком от снеготаяния. Поэтому рассмотрим их здесь более детально по данным Преображенского, Коломыча и Осокина.

Климатические особенности района обусловлены расположением его на значительном удалении от морей и горным рельефом. Резко континентальный климат изолированных межгорных котловин сменяется в высокогорьях субконтинентальным климатом. Годовая сумма осадков на днищах котловин 300—400 мм, а в горах возрастает до 1000 мм.

Особенности снегонакопления в горах определяются характером атмосферной циркуляции и термическим режимом. В зимний период над районом распространяется отрог стабильного восточносибирского антициклона. Количество осадков за зимние месяцы (ноябрь—март) не превышает 8 % годовой суммы. Основное снегонакопление в горах происходит за счет осадков осеннего (сентябрь—октябрь) и весеннего (апрель—июнь) периодов. Количество твердых осадков в горах (на высоте 2500—3000 м) составляет 400—500 мм, а в котловинах — 30—50 мм. Продолжительность холодного периода (со средними суточными температурами воздуха ниже нуля) в горах около 300 сут, а в котловинах — 200—220 сут.

Таблица 5.7

Обобщенные сведения о высотной поясности в распределении растительности и снежного покрова на Становом нагорье

Высота, м абс.	Ярусы рельефа (по В. С. Преображенскому [50])	Преобладающая лесная растительность (по работе [51])	Характеристика снежности (по И. М. Осокину)	Годовая сумма осадков, мм	Доля твердых осадков в годовой сумме, %	Высота снежного покрова, см	Запас воды в снеге, мм	Испарение снежного покрова, % снеготаяса
450	Днища котловин	Лугово-болотные равнины с кустарниками и массивами сосны и березы	Умеренно снежные	300	15	20	20	60—70
600				400				
800				450	20	30	60	40
1000				550	22	40	80	(20)
1200	Предгорье	Лиственница чистая и с кустарниковым подлеском	Многоснежные	630	25	50	115	(10)
1400				720	28	60	152	
		Лиственничные редколесья						
1600	Плосковершинные гольцы	Криволеся березовые и кедровостлианковые	Очень многоснежные с крайне неравномерным залеганием снежного покрова	780	31	70	183	20
1800				840	34	75	218	
2000				900	37	80	255	
2200								
2400	Резко расчлененные горы			(900)	(50)	(100)	(400)	(10)
2600								
2800								
3000				(1000)	(60)		(500)	

Результаты наблюдений за максимальными снеготпасами на расположенных в котловинах метеостанциях не являются показательными для горных территорий. Они не учитывают более длительный период накопления снега в горах, а именно: в переходные сезоны отмечается повышение количества осадков. Кроме того, следует учитывать нелинейность зависимости снеготпасов от высоты местности. И. М. Осокин в работе [44] предлагает прямолинейную зависимость снеготпасов от высоты местности. Однако для горных районов обычным является нарушение этой линейности на какой-то высоте. В данном регионе это подтверждается отдельными наблюдениями (В. С. Преображенский, Э. Г. Коломыц), а также утверждениями самого Осокина, отмечающего стабильность (от года к году) снеготпасов в высокогорьях и значительные вариации их на днищах котловин и склонах.

Степень зимнего увлажнения горных хребтов (и снеготнакопления) в значительной степени определяется их ориентировкой по отношению к влагонесущим потокам и особенностями выпадения осадков. При разрушении зимнего антициклона характерны обширные вторжения холодного воздуха с севера и северо-запада. Эти адвекции вызывают подъем по склонам и охлаждение теплого влажного воздуха и выпадение осадков. Поэтому северные и северо-западные склоны хребтов увлажнены (и имеют снеготпасы) значительно больше, чем южные и юго-восточные. По оценке Коломыца [24], южные и восточные склоны хребта Удокан увлажнены на 20—40 % меньше, чем склоны северные и западные. Кроме того, для Станового нагорья характерно постепенное уменьшение количества выпадающего снега и его доли в годовом водном балансе в южном и юго-восточном направлениях.

Признаки современного оледенения отмечены на хребте Кодар. Здесь на высотах более 2200 м обнаружен 31 ледник общей площадью около 15 км<sup>2</sup> [50]. Большинство ледников расположено на северных склонах хребта. На южных склонах в бассейне р. Чары находится восемь ледников общей площадью около 5 км<sup>2</sup> (от 0,1 до 1,0 км<sup>2</sup>), что составляет чуть более 0,1 % площади водосбора р. Чары до с. Чары. Наблюдения за сезонным стаиванием и миграциями ледников отсутствуют. По данным Преображенского, в 1958 г. период непрерывной активной абляции на языках ледников, расположенных на высоте 2200—2400 м, был около 25—30 сут. Для высокогорья характерно также наличие снежников. Некоторые из этих снежников перелетывают; например, в Кодаре отмечаются летующие скопления снега мощностью до 8—10 м. Площади снежников, по-видимому, не превышают 5000 м<sup>2</sup>. Летующие снежники располагаются в отрицательных формах рельефа на высоте более 2000 м. В. С. Преображенский в середине августа 1958 г. отмечал на южных склонах Кодара на высоте 1900—2000 м отдельные

работано около 250 снимков. Результаты определения степени покрытия водосборов снегом и эквивалентной высоты снеговой линии даны в прил. 3. Снимки осеннего периода не подвергались детальному дешифрированию. Степень покрытия водосборов снегом оценивалась визуально на основе сопоставления их с подборками снимков весеннего периода, для которых заблаговременно была вычислена степень покрытия водосборов снегом. Для определения сроков появления и схода снежного покрова на заданной высоте использованы хронологические графики изменения высоты снеговой линии весной и осенью, построенные по результатам дешифрирования границы снежного покрова на спутниковых снимках. С графиков снимались сроки появления снеговой линии на различных высотах (через 200 м). Метеостанции занимают на водосборах самые низкие отметки, поэтому дата образования сплошного снежного покрова на водосборе (нижний предел высоты) взята по наблюдениям метеостанции. В то же время дата схода снежного покрова на днищах котловин, определенная по снимкам, отличается от даты разрушения устойчивого снежного покрова (по наблюдениям на метеостанции) в среднем до 4 сут.\* Длительность периода образования и схода снежного покрова определялась по разнице сроков его появления на наинизших и наивысших участках водосбора. Период образования устойчивого снежного покрова длится от 45 (водосбор р. Верхней Ангары) до 50 сут (р. Чара). Сход снежного покрова растягивается на 89—94 сут. Длительность бесснежного периода определена по разнице сроков образования и схода снежного покрова на самых высоких участках водосбора; она находится в пределах 24—77 сут. Причем в любой из этих дней возможен кратковременный снежный покров в высокогорьях, такие случаи не учитывались. Выводы по средним величинам удалось составить за 8—9 полных лет для сроков схода снежного покрова и за 5—6 лет — для сроков образования устойчивого снежного покрова (прил. 4). По результатам построены осредненные кривые хронологического хода высоты снеговой линии для каждого из трех водосборов (рис. 5.7). Кривые размещаются достаточно тесно, и по ним можно провести типовую зависимость для всего Станового нагорья. Надо заметить, что в наших расчетах изолинии сроков образования и схода снежного покрова соответствуют изогипсам, поскольку определение высоты снеговой линии производилось по гипсографическим кривым. Фактически же снеговая линия (и соответствующая ей изохрона) занимает сложное высотное положение, выше — на облучаемых солнцем склонах и ниже — на затененных склонах. Поэтому отождествление изохрон с изогипсами требует оценки диапазона колебания снеговой линии. Для этой цели по материалам маршрутных аэрофотосъемок была определена высота снеговой линии на склонах четырех экспозиций. Семнадцать случаев съемки в весенний период и один в осенний

обнаружили среднюю разницу в положении снеговой линии на противоположных склонах 138 м (табл. 5.8). Отдельные отклонения в высоте снеговой линии при этом достигают 885 м. Таким образом, можно принять, что приведенные здесь изохроны дают среднее положение снеговой линии на соответствующей высоте с отклонениями в обе стороны в пределах 70 м.

Полученные средние сроки схода снежного покрова на различных высотах сопоставлялись с данными «Карты разрушения устойчивого снежного покрова» [3] (табл. 5.9). Для бассейнов рек Верхней Ангары, Муи и Чары изохроны с этой карты были перенесены на гипсометрическую карту масштаба 1 : 2500 000. Затем была определена высота изохрон разрушения снежного покрова на склонах четырех экспозиций и вычислено ее среднее значение. Сравнение результатов обнаружило различия от 3 до 24 сут (в среднем 10 сут). Эти различия, по-

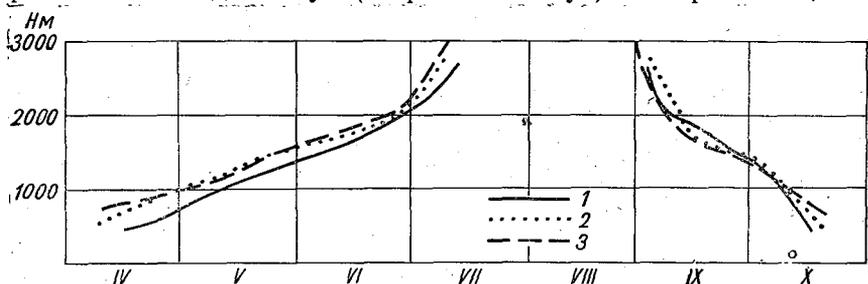


Рис. 5.7. Хронологический ход высоты снеговой линии ( $H$ ) для водосборов р. Верхняя Ангара — с. Верхняя Заимка (1), р. Муя — д. Таксимо (2), р. Чара — с. Чара (3) по осредненным за 1970—1978 гг. данным.

видимому, дают длительность периода со времени разрушения устойчивого снежного покрова (степень покрытия местности снегом 60 %) до полного схода снега.

По срокам образования и разрушения снежного покрова с помощью хронологических графиков изменения высоты снеговой линии для трех водосборов определена продолжительность залегания снежного покрова на различных высотах (прил. 5) и построены осредненные зависимости ее от высоты местности (рис. 5.8). Продолжительность залегания снежного покрова весьма заметно меняется от года к году, а также по высоте: от 171 сут на днищах котловин до 313 сут в высокогорьях, по данным, осредненным за 5—6 лет.

**5.2.3. Соотношение заснеженности Станового нагорья и других горных регионов.** Сезонная динамика границы снежного покрова и высоты снеговой линии в горах зависит в основном от временного и пространственного распределения температуры воздуха. Климатообразующие процессы формируют на территории Станового нагорья достаточно однородное тепловое поле, способствующее синхронности поведения границы снежного по-

Таблица 5.8

Результаты определения высоты снеговой линии на склонах разной экспозиции в пределах Станового нагорья по материалам маршрутных аэрофотосъемок (АФС)

Дата	Водосбор реки	Масштаб АФС	Высота снеговой линии (м) на склонах разной экспозиции					
			средняя				крайние	
			С	Ю	З	В	высшая	низшая
25.V.76	Верхняя Ангара	1 : 50 000	832	956	893	872	1020	782
5.VI.76	Чара	1 : 100 000	1367	1447	1490	1428	1595	1150
5.VI.76	Чара	1 : 25 000	1408	1564	1560	1553	1750	1300
11.VI.76	Муя	1 : 100 000	1533	1704	1618	1552	1888	1065
11.VI.76	Муя	1 : 25 000	1342	1504	1374	1452	1535	1311
23.VI.76	Чара	1 : 30 000	1865	1970	1891	1854	2355	1550
10.X.76	Верхняя Ангара	1 : 50 000	956	1074	1031	1051	1154	873
22.IV.77	Верхняя Ангара	1 : 40 000	632	695	651	602	850	480
22.IV.77	Муя	1 : 40 000	720	795	765	830	850	720
23—24.IV.77	Чара	1 : 40 000	865	780	860	847	1030	710
9—10.IV.77	Чара	1 : 40 000	1255	1250	1347	1228	1780	1030
19.V.77	Верхняя Ангара	1 : 100 000	847	938	900	928	1110	670
19.V.77	Муя	1 : 30 000	1045	1261	1127	1209	1366	1000
20.V.77	Верхняя Ангара	1 : 40 000	844	947	888	890	1300	610
4.VI.77	Верхняя Ангара	1 : 25 000	1255	1460	1296	1318	1830	945
4.VI.77	Муя	1 : 25 000	1449	1643	1595	1580	1990	1375
15—16.VI.77	Верхняя Ангара	1 : 30 000	1491	1690	1490	1532	1950	1080
15.VI.77	Муя	1 : 30 000	1646	1746	1646	1662	1788	1610

Таблица 5.9

Сравнение результатов определения сроков разрушения устойчивого снежного покрова по карте [3] и сроков схода снежного покрова по спутниковым данным на различных высотах Станового нагорья

Способ определения	Высота снеговой линии, м абс.					
	800	1000	1200	1400	1600	1800

## Верхнечарская котловина

По карте	14. IV	21. IV	8. V	18. V	3. VI
По ТВ снимку	2. V	15. V	22. V	2. VI	14. VI
Разница в сроках, сут	18	24	14	16	11

## Мульская котловина

По карте	11. IV	19. IV	4. V	22. V	1. VI
По ТВ снимку	20. IV	30. IV	12. V	22. V	5. VI
Разница в сроках, сут	9	11	8	0	4

## Верхнеангарская котловина

По карте	30. IV	4. V	10. V	24. V	1. VI
По ТВ снимку	3. V	11. V	21. V	1. VI	13. VI
Разница в сроках, сут	3	7	11	8	12

крова на соседних водосборах. Последовательные (от дня ко дню) суммы положительных температур воздуха по метеостанциям, расположенным на соседних водосборах, тесно связаны друг с другом: коэффициенты корреляции их близки к единице. Для тех десяти лет, за которые по спутниковым снимкам удалось определить сроки схода снежного покрова на речных водосборах Станового нагорья, были подсчитаны суммы температур воздуха за период с момента перехода через нуль до полного освобождения водосборов от снежного покрова. Результаты обнаруживают линейную корреляцию этого параметра для метеостанций на смежных, а также и на соседних, относительно близко друг к другу расположенных водосборах в пределах Станового нагорья (табл. 5.10).

Таким образом, в период снеготаяния температурный режим на отдельных участках Станового нагорья имеет черты пространственной однородности. А это, в свою очередь, обуславливает синхронность в динамике схода снежного покрова на отдельных частях нагорья. И, действительно,

существуют достаточно тесные годовые и многолетние связи по степени покрытия снегом соседних водосборов в период снеготаяния. Для построения связей использованы результаты дешифрирования одновременных снимков этих водосборов. Коэффициенты корреляции связей 0,94—0,98. Одна из таких связей показана на рис. 5.9а, а параметры других приведены в табл. 5.10. Отмечаются также связи по высоте снеговой линии в один и тот же день съемки для соседних водосборов. Высота снеговой линии связана со степенью покрытия водосбора снегом через гипсографическую кривую, она отражает особенности поверхности водосбора, и зависимости отличаются слабой нелинейностью (рис. 5.9б).

Связи по степени покрытия снегом и по высоте снеговой линии между соседними водосборами свидетельствуют о единообразии условий формирования и схода снежного покрова на этих территориях. Выбранные водосборы являются типичными для Станового нагорья, они занимают центральную часть нагорья, охватывают все характерные сочетания экспозиций хребтов, включают экстремальные высоты этой горной страны, наконец,

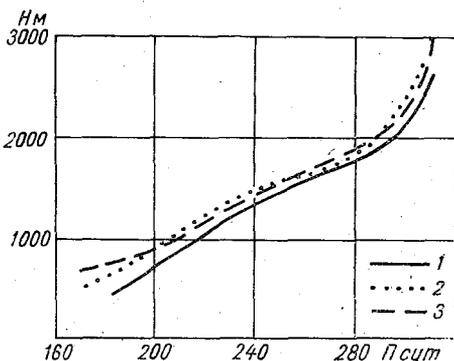


Рис. 5.8. Зависимость продолжительности залегания снежного покрова (П) на водосборах р. Верхняя Ангара — с. Верхняя Заимка (1), р. Муя — д. Таксимо (2), р. Чара — с. Чара (3) от высоты местности (Н).

Параметры территориальных связей температуры воздуха, степени покрытия снегом и высоты снеговой линии для речных водосборов Станового нагорья и других горных регионов

Связь	Уравнение регрессии	Количество лет	Количество точек	$r$
1	2	3	4	5
$\Sigma t_+(T)_ч (y) \text{ с } \Sigma t_+(T)_Т (x)$	$y = 1,12x - 156$	10	10	0,85
$\Sigma t_+(T)_Т (y) \text{ с } \Sigma t_+(T)_у (x)$	$y = 0,66x + 208$	10	10	0,96
$\Sigma t_+(T)_ч (y) \text{ с } \Sigma t_+(T)_у (x)$	$y = 0,99x - 134$	10	10	0,85
$P_{В.З} (y) \text{ с } P_{Г.К} (x)$	$y = 0,92x + 5,49$	9	41	0,94
$P_T (y) \text{ с } P_{Г.К} (x)$	$y = 0,97x + 1,60$	9	58	0,97
$P_{Г.К} (y) \text{ с } P_ч (x)$	$y = 0,92x + 5,95$	9	103	0,98
$P_{Г.К} (y) \text{ с } P_T (x) \text{ за } 1974 \text{ г.}$	$y = 1,02x - 1,02$	1	10	0,97
$P_{С.н} (y) \text{ с } P_{В.А, М, Ч}$		6	26	0,96
$H_{Г.А} (y) \text{ с } H_{В.А} (x)$	$y = 0,65x + 1740$	5	52	0,83
$P_{У.Р} (y) \text{ с } P_{В.А} (x) \text{ за } 1973, 1974 \text{ гг.}$	$y = 0,71x + 292$	2	17	0,99
$P_{У.Р} (y) \text{ с } P_ч (x) \text{ за } 1973, 1974 \text{ гг.}$	$y = 0,68x + 33,6$	2	18	0,98
$P_{И} (y) \text{ с } P_{В.А, М, Ч} (x) \text{ за } 1970 \text{ г.}$	$y = 0,33x + 9,16$	1	27	0,94

Условные обозначения:  $r$  — коэффициент корреляции;  $\Sigma t_+(T)$  — сумма положительных средних суточных температур воздуха за период с момента устойчивого перехода через нуль до полного схода снежного покрова на водосборе;  $P$  — степень покрытия снегом (в процентах) речного водосбора до соответствующего створа;  $H$  — высота снеговой линии, м. Ч. — Чара, Т — Таксимо, У — Уоян, В. З. — Верхняя Займка, Г. К. — Горный Ключ, У.-Р. — Уинд-Ривер, И — Инд, В. А. — Верхняя Ангара, М — Муя, Г. А. — Горный Алтай, С. н. — Становое нагорье.

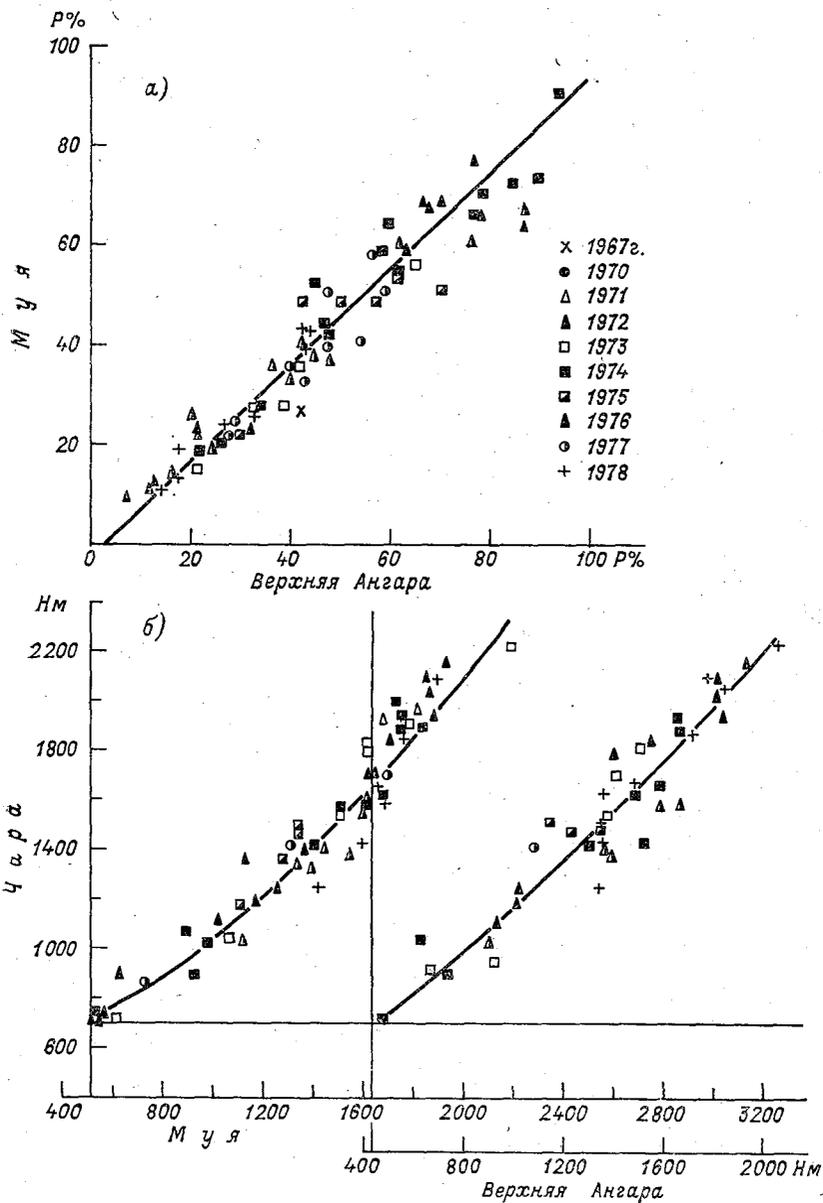


Рис. 5.9. Связь степени покрытия снегом (а) и высоты снеговой линии (б) в период снеготаяния на водосборах р. Верхняя Ангара — с. Верхняя Заимка, р. Муя — д. Таксимо, р. Чара — с. Чара.

они типичны по физико-географическим характеристикам. Поэтому справедливо предположить наличие связи заснеженности каждого отдельного водосбора с заснеженностью всего нагорья. Для всей большой площади нагорья очень редко удается получить безоблачные снимки с ИСЗ в весенний период. За 6 лет было обнаружено девять таких снимков, где облачность не мешала дешифровать границу снежного покрова на всей территории Станового нагорья. По этим снимкам определена степень покрытия снегом нагорья и каждого из трех рассматриваемых водосборов. Заснеженность площадей за период съемок была от 7 до 70 %. Сопоставление результатов обнаружило близкую к линейной связь по степени покрытия снегом каждого водосбора и всего нагорья (коэффициент корреляции 0,96). Рассмотренные выше зависимости по пространственным характеристикам снежного покрова имеют физический смысл, поскольку они обусловлены квазиоднородностью распределения по территории климатообразующих факторов и единообразием физико-географических характеристик.

Однако существуют еще иные зависимости подобного же вида. Они не имеют такого надежного физического обоснования. Но подобие условий освобождения от снега горных водосборов (за зимой приходит весна и последовательно развивается процесс освобождения территории от снега) формирует тождественный хронологический ход высоты снеговой линии, вне зависимости от того, в каком районе земного шара находится водосбор. Если рассмотреть динамику освобождения от снега двух удаленных друг от друга водосборов, расположенных в различных горных регионах, получится формальная зависимость, отражающая и особенности климатических условий, и характер водосборов. Стабильность такой зависимости во времени определяется стационарностью процессов освобождения водосборов от снега. Эти связи отражают результат воздействия климатообразующих процессов на поведение границы снега в горах и одновременно являются средством для изучения самих процессов. Для этих целей нужны многолетние ряды наблюдений. А пока рассмотрим несколько таких формальных связей динамики снежного покрова весной на речных водосборах Станового нагорья с динамикой снежного покрова весной на водосборах других горных районов.

По материалам Н. В. Востряковой [13] для Горного Алтая за период 1970—1974 гг. и по данным о высоте снеговой линии в бассейне р. Верхней Ангары были построены хронологические графики изменения высоты снеговой линии весной для каждого года. С этих графиков сняты значения высоты снеговой линии (через 10 сут) на Горном Алтае и в бассейне Верхней Ангары и построен график связи (рис. 5.10). Выявляются самостоятельные зависимости для каждого года, что, по-видимому, определяется вариациями снегозапасов и температуры воздуха в период

снеготаяния. Но точки расположены достаточно тесно, поэтому они аппроксимированы одной линейной зависимостью.

Подобным же образом сравнивалось состояние заснеженности на Становом нагорье (водосборы рек Верхней Ангары и Чары) и на водосборе Уинд-Ривер в штате Вайоминг, США. Сведения о степени покрытия снегом этого водосбора получены американскими специалистами по результатам дешифрирования снимков с ИСЗ «Лэндсат» и взяты из их работы [72]. В горах Уинд-Ривер было исследовано семь речных водосборов площадью от 200 до 1200 км<sup>2</sup>, с отметками поверхности до

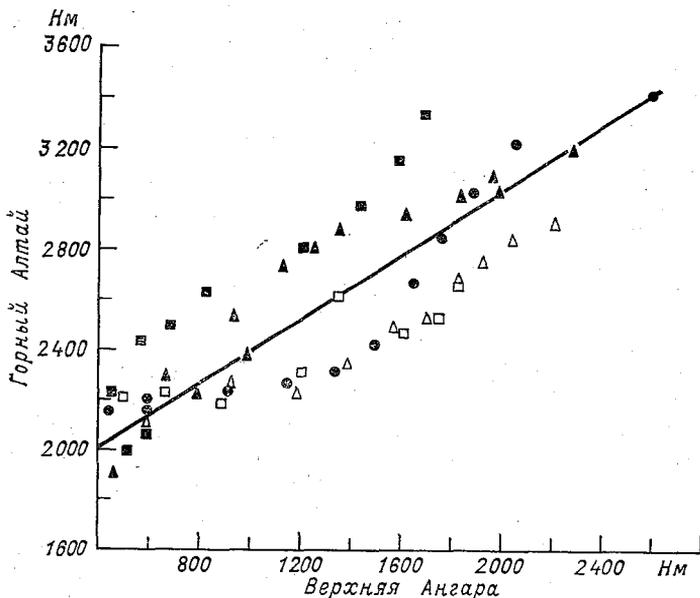


Рис. 5.10. Связь высоты снеговой линии ( $H$ ) в период снеготаяния на Становом нагорье и в Горном Алтае.

Усл. обозначения см. на рис. 5.9.

5000 м. Для связи приняты средние по семи водосборам значения степени покрытия на момент каждой съемки. Годичные зависимости для сезонов 1973 и 1974 гг. расположены так близко друг к другу, что позволяют провести одну линию связи (рис. 5.11). И, наконец, по сведениям о заснеженности бассейна р.Инд (площадь порядка 160 000 км<sup>2</sup>), полученным по съемкам с ИСЗ «Нимбус» [67], и нашим данным обнаружена еще одна формальная связь по степени покрытия снегом на один и тот же день (за 1970 г.) большого водосбора в Гималаях (Индия, Пакистан) и водосборов рек Верхней Ангары, Муи и Чары в Становом нагорье.

Сравнение полученных зависимостей обнаруживает весьма существенные межрегиональные различия в поведении снеговой линии в период снеготаяния. Они заметно отличаются и от года к году. Наличие этих связей, разумеется, не свидетельствует о жесткой взаимообусловленности процесса снеготаяния в различных регионах, позволяющей использовать их для прогнозирования. И тем не менее в этом разделе сделана попытка показать, что спутниковая информация обеспечивает возможность по данным одного региона получить представление о со-

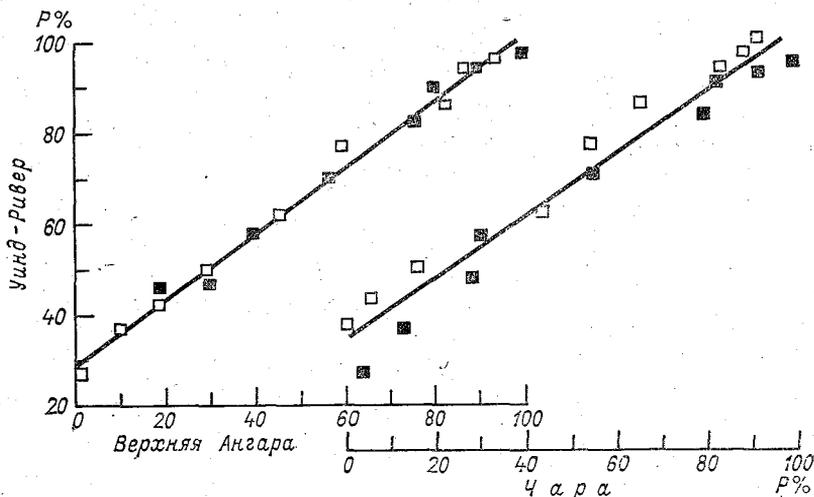


Рис. 5.11. Связь степени покрытия снегом ( $P$ ) на удаленных друг от друга водосборах в Становом нагорье (р. Верхняя Ангара — с. Верхняя Заимка, р. Чара — с. Чара) и в Скалистых горах (частные водосборы р. Уинд-Ривер).

Усл. обозначения см. на рис. 5.9.

стоянии снежного покрова в других регионах на один и тот же момент времени. Характеристики линейных связей сведены в табл. 5.10. Коэффициенты корреляции, средние квадратические отклонения и коэффициенты регрессии подсчитаны на ЭВМ «Наири-2», вероятные ошибки коэффициентов корреляции находятся в диапазоне от  $\pm 0,01$  до  $\pm 0,06$ .

### 5.3. Оценка стока от снеготаяния по динамике снеговой линии

При изучении стока горных рек в труднодоступных и малоизученных районах обычно приходится довольствоваться минимумом информации, обеспечиваемым метеорологическими и гидрологическими наблюдениями на станции, расположенной, как правило, в нижней, замыкающей части водосбора, в долине или

межгорной котловине. Наблюдения в горах в основных зонах формирования стока талых вод отсутствуют. Поэтому все расчеты при составлении прогноза стока за половодье по традиционным методикам приходится выполнять по данным одной-двух долинных станций, которые не всегда являются репрезентативными для водосбора. В такой ситуации особенно возрастает роль методик, где в качестве показателя снеготаяния используется полученная дистанционными средствами информация о высоте снеговой линии и степени покрытия водосбора снегом.

**5.3.1. Роль спутниковой информации о снежном покрове в расчетах и прогнозах стока горных рек.** Для надежного расчета гидрографа горной реки нужна обширная фактическая информация о количестве осадков, снеготаянии, температуре воздуха, об испарении. В горах распределение этих характеристик подчиняется законам высотной поясности. Поэтому процесс не развивается по типу равнинной реки, отображаемому генетической формулой стока. Здесь приходится учитывать интенсивность развития стокообразующих процессов по отдельным высотным зонам. С учетом этого разрабатываются математические модели формирования стока воды в горах. Такие модели обычно состоят из двух частей: модель поступления воды на поверхность водосбора и модель трансформации поступившей воды в сток на замыкающем створе. Из-за недостаточного количества фактических измерений входящих в модели величин в расчетах обычно прибегают к более или менее грубым допущениям, к приемам линейной аппроксимации нелинейных зависимостей, к методам последовательного приближения. Такая модель формирования стока воды на горных водосборах в настоящее время разработана под руководством В. Д. Комарова [25, 26]. На основе модели производится предрасчет гидрографа р. Варзоб и прогноз расходов воды с заблаговременностью от 1 до 7 сут. При расчете снеготаяния и интенсивности снеготаяния использованы результаты шестилетних площадных аэрофотосъемок бассейна в период снеготаяния. С помощью этих съемок построена кривая распределения запасов воды в снежном покрове для различных высотных зон [1]. Авторы модели справедливо полагают, что в горах отсутствует снеговая граница как единая линия, отделяющая районы сплошного снежного покрова от районов, где снега нет совсем. В период снеготаяния в горах образуется достаточно обширная полоса несплошного снежного покрова, которая постепенно перемещается снизу вверх. Поэтому заснеженность (степень покрытия снегом) различных высотных зон в пределах этой полосы оказывается разнообразной и существенно влияет на интенсивность процессов снеготаяния и стока. Из современных средств наблюдений только крупномасштабная площадная аэрофотосъемка может обеспечить определение степени покрытия снегом различных высотных зон. Именно такой способ оценки неравномерности

залегания снежного покрова использован в рассматриваемой модели. По вполне очевидным причинам нельзя рассчитывать на оперативное получение материалов массовых аэрофотосъемок речных водосборов. Систематические съемки с ИСЗ обеспечивают эпизодические сведения о высоте снеговой границы на водосборе. Как уже отмечалось ранее, дешифрируемая по снимку граница соответствует примерно 40—50 %-ной заснеженности местности. Таким образом, современная спутниковая информация не дает представления о заснеженности отдельных высотных зон, и по этой причине она не может насытить такие детальные расчетные модели. Поэтому рассмотрим те приемы расчетов и прогнозов, где допускается использование единой снеговой линии. В. П. Черногоров в работе [63] принимал за условную сезонную снеговую линию горизонталь, выше которой площадь проталин равна покрытой снегом площади ниже этой горизонтали. Определенная таким способом граница примерно соответствует линии, дешифрируемой по спутниковым ТВ изображениям. Т. С. Абальян на основании анализа покрытости снегом отдельных высотных зон сделала важный вывод о том, что заснеженность каждой высотной зоны в отдельности связана со средней степенью покрытия снегом всего водосбора [1]. Таким образом, высота сезонной снеговой линии, полученная по степени покрытия бассейна снегом, обобщенно характеризует процесс схода снежного покрова и может быть использована в расчетах. В моделях стока горных рек Ю. М. Денисова, описанных в его работе [18], используются данные о сезонной снеговой линии. Расчеты по этим моделям, хотя и не являются массовыми, но пока удовлетворяют требованиям практики. В долгосрочных прогнозах стока горных рек также используется понятие о высоте сезонной снеговой линии. При таком подходе роль спутниковой информации о динамике границы снега (и высоты снеговой линии) существенно возрастает.

В прогнозах стока сведения о высоте снеговой линии используются для определения площади одновременного снеготаяния и для расчета распределения снегозапасов по высоте. Непосредственные аэровизуальные наблюдения за высотой снеговой линии весьма немногочисленны. Эта высота обычно рассчитывается приближенно следующими способами [8]:

1. По данным о снегозапасах и температуре воздуха:

$$H = H_0 + \frac{a \left( \sum_0^T \Theta_+ - \sum \Theta_{+,H_0} \right) - x_0}{a(T - T_n) \gamma_{\Theta} + \gamma_x}; \quad (5.1)$$

где  $H_0$  — высота опорной метеостанции;  $\sum \Theta_+$  — сумма положительных средних суточных температур воздуха на метеостанции,  $x_0$  — запас воды в снеге на станции;  $\sum \Theta_{+,H_0}$  — сумма положительных средних суточных температур воздуха на высоте  $H_0$  за те дни, когда на уровне снеговой линии температура ниже нуля;

$\gamma_{\theta}$  — вертикальный градиент температуры;  $a$  — коэффициент стаивания;  $\gamma_x$  — градиент осадков;  $T$  — число суток, за которые накапливается сумма температур  $\sum_0^T \theta_{\text{д}}$ .

Самое слабое место расчета — неопределенность величин  $\gamma_{\theta}$ ,  $\gamma_x$ ,  $a$ .

2. По температуре воздуха, соответствующей началу заметного таяния:

$$H = H_0 + \frac{\theta_0 - \theta_{\text{з.т}}}{\gamma_{\theta}} 100, \quad (5.2)$$

где  $\theta_0$  — наименьшее среднее суточное значение температуры (на опорной станции), при котором начинается увеличение расходов воды в реке;  $\theta_{\text{з.т}}$  — температура воздуха при заметном таянии снега;  $\gamma_{\theta}$  — вертикальный градиент температуры воздуха.

Здесь все величины, за исключением  $H_0$ , определяются очень приближенно.

3. По данным о талом стоке и температуре воздуха строится график зависимости

$$Q = \varphi(H, \theta), \quad (5.3)$$

где  $Q$  — расход талых вод, определяется по гидрографу для бездождных периодов;  $H$  — высота сезонной снеговой линии;  $\theta$  — температура воздуха.

При построении используется несколько трудноопределимых параметров: коэффициент талого стока, градиент температуры воздуха, коэффициент стаивания.

Таким образом, надежных способов определения высоты снеговой линии в период снеготаяния нет. Исключением являются непосредственные наблюдения при авиаразведке, по аэрофотоснимкам и по спутниковым снимкам. Кроме того, съемка с ИСЗ при ежедневном проходе спутника над районом обеспечивает достаточное количество информации для построения графика хронологического изменения высоты снеговой линии в период образования снежного покрова и в период снеготаяния и схода снега. Эти сведения о поведении снеговой линии так или иначе входят в методики и могут быть использованы при составлении следующих видов долгосрочных прогнозов:

- прогноз стока за половодье,
- прогнозы месячного стока в период половодья,
- прогнозы стока на оставшуюся часть половодья,
- прогноз максимальных расходов воды за половодье.

Прогноз стока для периода половодья может быть составлен по уравнению водного баланса [54]:

$$y = y_0 + s + x_{\text{д}} + x_{\text{л}} - z - \Delta u, \quad (5.4)$$

где  $y$  — сток половодья;  $y_0$  — многолетнее (устойчивое) подземное питание;  $s$  — максимальные запасы воды в снежном покрове

в бассейне;  $x_d$  — жидкие осадки, выпавшие за половодье в бассейне;  $x_l$  — талая вода, образовавшаяся за период половодья от таяния ледников;  $z = z_c + z_d + z_l$  — суммарное испарение в бассейне;  $\Delta u = u_r - u_r$  — изменение запасов воды в почвогрунтах.

Из составляющих уравнения в настоящее время не измеряются  $z$  и  $\Delta u_r$ , а величины  $x_d$  и  $s$  определяются ориентировочно. Поэтому для прогноза стока выполняется приближенное решение уравнения водного баланса на основе эмпирических корреляционных зависимостей стока от определяющих факторов. Эти зависимости имеют вид

$$y - y_0 = f(s, x, p), \quad (5.5)$$

где  $y - y_0$  — сток половодья за вычетом многолетнего подземного питания,  $s$  — снегозапасы,  $x$  — жидкие осадки,  $p$  — характеристика увлажнения бассейна к началу половодья.

Иногда из рассмотрения исключаются величины  $p$ ,  $y_0$ ,  $x$ . Наибольшее влияние на точность результата оказывает способ определения снегозапасов на водосборе.

Общий запас воды в снежном покрове на водосборе определяется либо путем непосредственных измерений снегозапасов в различных высотных зонах, либо по осадкам за холодный период (способы модульных коэффициентов). После определения объема снегонакопления на водосборе строятся эмпирические связи объема стока за половодье с запасом воды в снежном покрове.

Таким образом, сведения о поведении снеговой линии в бассейне при снеготаянии составляют лишь малую долю информации, необходимой для расчета и прогноза стока горной реки. И тем не менее материалы непосредственных наблюдений за высотой снеговой линии могут облегчить расчеты и сделать их более надежными. Отметим дополнительно еще несколько случаев, когда сведения о динамике снеговой линии могут быть использованы в прогностических методиках:

— для более объективного определения сроков начала и конца половодья (стока снеговых вод);

— при расчетах распределения снегозапасов по высоте для определения продолжительности снеготаяния в разных высотных зонах;

— при оценке снегозапасов по осадкам за холодный период в основных зонах формирования стока продолжительность холодного периода определяется через температурный градиент. По-видимому, продолжительность холодного периода можно определять и по времени подхода границы снежного покрова к соответствующей зоне;

— при оценке возможности прогноза стока за период половодья на основе территориально-общих зависимостей;

— для выделения талого стока и оценки его доли в половодье и в годовом стоке.

И, наконец, само поведение снеговой линии, скорость ее подъема при снеготаянии в различных высотных зонах могут быть использованы как показатель накопленных за зиму снегозапасов. Действительно, при прочих равных условиях между снегозапасами и скоростью подъема снеговой линии при снеготаянии должна существовать обратная зависимость. Такая зависимость впервые была обнаружена по материалам аэрофото съемок для частных водосборов бассейна р. Варзоб Т. С. Абаляян [1]. Далее она была подтверждена данными обработки спутниковых съемок Н. В. Востряковой [14]. Наличие такой зависимости обеспечивает возможность поиска непосредственных связей между высотой снеговой линии (или степенью покрытия водосбора снегом) и объемом стока талых вод. Именно по такому направлению идет использование спутниковой информации для целей расчета и прогноза стока горных рек. Лишь в отдельных работах спутниковые данные о снежном покрове вводились в разработанные ранее прогностические модели. Так, включение спутниковых данных о степени покрытия водосборов снегом в регрессионные модели прогноза сезонного стока двух рек в Сьерра-Неваде позволило несколько уточнить результат [74]. Большинство же исследователей пытается найти непосредственные связи изменения высоты снеговой линии в период снеготаяния с последующим стоком. Начало таким работам положили американские исследователи А. Г. Томпсон [75], А. Ранго и В. В. Соломонсон [72] в 1975 г. Несколько позже появились исследования Н. В. Востряковой [12, 13]. Суть работ этого направления отражена в обзорной табл. 5.11. По данным таблицы можно отметить попытки выявления прогностических зависимостей для разнообразных горных водосборов с площадями от 200 до 300 000 км<sup>2</sup> и диапазоном высот от 100 до 8500 м. Предикторами в зависимостях использована либо высота снеговой линии перед началом половодья, либо степень покрытия водосбора снегом на момент выпуска прогноза, либо скорость убывания заснеженности водосбора и подъема снеговой линии. Предиктантами являются объем стока за весь период либо за оставшуюся часть половодья и средние месячные расходы половодья. Для построения зависимостей использовано пока ограниченное количество точек за те годы, за которые была спутниковая информация (5—10 лет). При этом чаще всего выполнялась линейная аппроксимация зависимостей. Лишь дальнейшее накопление материалов съемок покажет надежность этих зависимостей и правомерность такого подхода к их обнаружению.

**5.3.2. Определение стока за половодье.** Сток половодья формируют воды от таяния зимних запасов снега, от стекания жидких осадков, выпадающих на поверхность водосбора в период половодья, и подземные воды, просочившиеся в русло за период

Основные приемы выяснения связей стока талых вод с динамикой заснеженности водосборов по спутниковым данным (обзор литературы)

Объект	Вид зависимости	Автор, номер работы по списку литературы. Страна
р. Инд — Атток. 260 000 км <sup>2</sup> (305 — 8500 м)	Связь степени покрытия водосбора снегом за период 1—15.IV с объемом стока за апрель—июнь. 6 лет (1967—1972 гг.)	Ранго А., Соломонсон В. В. [72]. США
Горные водосборы р. Винд-Ривер. 200 — 1200 км <sup>2</sup> (2000 — 5000 м)	Связь степени покрытия водосборов снегом на 15.V с модулем стока за период 15.V — 31.VII. 7 водосборов за 2 года (1973—1974 гг.)	
р. Литл-Лорми. 404 км <sup>2</sup> (2316—3659 м)	Связь степени покрытия водосбора снегом с аккумулярованным стоком. 11 съёмов за 3 года (1973—1975 гг.)	Томпсон А. Г. [75]. США
р. Блэк-Ривер. 1450 км <sup>2</sup> (1745—3533 м)	Зависимость объема стока талых вод от размера покрытой снегом площади водосбора. 4 съёмки с ИСЗ и 5 аэрофотосъёмов в сезон 1973 г.	Оул Д. С. и др. [66]. США
р. Катунь — с. Сростки. 58 400 км <sup>2</sup> (200 — 4500 м)	Зависимость объема весеннего половодья от средней высоты снеговой линии за период 30.IV — 10.V. 5 лет (1969—1973 гг.). Ошибки проверочных прогнозов 2,3—5,0%.	Вострякова Н. В. [12]. СССР
р. Обь — Барнаул, р. Катунь — с. Сростки, р. Бия — Бийск. 50 000—169 000 км <sup>2</sup>	Зависимости средних месячных расходов воды за май и июнь от высоты снеговой линии на конец предшествующего месяца. 7 лет (1969—1975 гг.). Коэффициенты корреляции от 0,32 до 0,89 $s/\sigma$ за май 0,72—0,98, за июнь 0,45 — 0,70	Вострякова Н. В. [14]. СССР
р. Дунай — Вена. 101 700 км <sup>2</sup> (200—4050 м)	При подсчете запасов воды в снеге на альпийской части водосбора использованы спутниковые данные о площади заснеженности за 5 лет (1968—1973 гг.).	Якуш Э., Тэнцер Т. [70]. ВНР

Объект	Вид зависимости	Автор, номер работы по списку литературы. Страна
р. Амударья — Керки. 309 000 км <sup>2</sup> (300 — 7690 м)	Расчет выполнялся по высотным зонам. Сумма температур в зоне подсчитывалась по аэрологическим данным (Вена — Мюнхен). Расход воды за бездождные периоды взят по створу Вена. По вычислениям коэффициент ставания равен 1,2 и 1,5 мм/°С Зависимость средних месячных расходов воды за вегетационный период (июнь — август) от скорости убывания заснеженности водосбора за март—май. 10 лет (1968—1977 гг.). Корреляционное отношение — 0,87	Царев Б. К. и др. [56]. СССР
р. Инд — Бишем. 162 100 км <sup>2</sup> (1200 — 8500 м) р. Кабул — Ньюшера. 88 600 км <sup>2</sup> (305 — 7620 м) Речные водосборы в Скандинавских горах. 575 — 1935 км <sup>2</sup> (500 — 2000 м)	Связи степени покрытия водосборов снегом за период 1 — 20.IV с объемом стока за период. 1.IV. — 31.VII. 8 лет (1967 — 1973 гг.) Нелинейная связь между покрытой снегом площадью и результирующим стоком, построенная за 3 года (1973, 1975, 1976) по шести водосборам (всего 10 точек), используется для оценки оставшихся на водосборе запасов воды в снежном покрове	Ранго А. и др. [73]. США Олегаард Х. А. и др. [71]. Норвегия
р. Амударья, реки Ферганской долины	Зависимость средних месячных расходов воды периода вегетации (апрель — август) от отношения максимальной площади заснеженности к скорости схода снежного покрова. 10 лет (1968—1977 гг.). Коэффициенты корреляции 0,70—0,85	Царев Б. К. и др. [56]. СССР
р. Обь — Барнаул, р. Енисей — Никитино, р. Катунь — Сростки	Зависимость объема стока за оставшийся период половодья (за май — июнь и июль) от размера заснеженной площади на момент выпуска прогноза. 9 лет (1969—1977 гг.). Коэффициенты корреляции 0,85—0,94; $s/\sigma = 0,41...0,56$ .	Вострякова Н. В. [15]. СССР

Примечания: 1. Для водосборов даны: название замыкающего створа на реке, площадь водосбора в квадратных километрах и диапазон высот поверхности (в скобках).

2. В разработках использованы материалы телевизионных съемок с ИСЗ «Лэндсат» [66, 71, 72, 75], «Метеор» [12, 14, 15, 56]. «ЭССА» [12, 14, 15, 70, 72, 73], «НОАА» [12, 14, 15, 73].

половодья. Выяснить роль каждой составляющей половодья в отдельности обычно бывает очень сложно. На рассматриваемых водосборах задача осложняется отсутствием наблюдений за составляющими водного баланса. Сток воды рассчитывается по измерениям расхода и уровня воды в замыкающих створах. Снегозапасы и осадки также измеряются на метеостанции у створа. Фактическое же распределение осадков и снегозапасов по площади водосбора неизвестно. На горных водосборах обе эти величины существенно изменяются во времени и по территории. Таким образом, имеется суммарный сток за половодье (по измерениям в замыкающем створе) и нет никаких сведений для раздельной оценки ее составляющих.

В целях оценки ожидаемого объема стока от снеготаяния и для выявления роли различных высотных ступеней в питании рек талыми водами был выполнен ориентировочный расчет стока для трех водосборов Станового нагорья. Каждый водосбор был разбит на гипсометрические ступени, и в пределах этих высот были определены площади. Распределение снегозапасов и коэффициентов стока принято по квазилинейным зависимостям этих параметров от высоты. Снегозапасы (от 40 до 400 мм) приняты по данным И. М. Осокина [44]. Коэффициенты стока взяты согласно работам [9, 62] в диапазоне 0,60—0,90. Для каждой высотной ступени подсчитывались объемы воды в снежном покрове и через коэффициент стока объемы стока от снеготаяния. Оценивалась доля стока с каждой высотной ступени в процентах общего объема стока талых вод с водосбора. По расчетам получилось, что наибольший вклад (73—80 %) талых вод дают средние высотные ступени (1200—2200 м). При этом около 50 % общего стока талых вод на всех трех водосборах вносит высотная ступень 1500—2000 м. Высокогорные районы (выше 2200 м) дают всего 2—8 % талых вод. Не велик также вклад котловинных участков и предгорных районов (до 1200 м): 17—23 %.

В период снеготаяния выпадают дожди, составляющие значительную часть речного стока. Это затрудняет расчленение гидрографов, выделение стока, сформированного только за счет талых вод, определение продолжительности снеготаяния и максимальных расходов стока в этот период. Поэтому при расчете основных гидрологических характеристик разделение снегового и дождевого стока в общем объеме половодья не производится и период весеннего половодья выделяется достаточно условно [53].

Появление массового материала съемок с ИСЗ обеспечило детальную информацию о поведении снеговой линии в период снеготаяния и о сроках освобождения водосборов от снежного покрова. Эта дополнительная информация в большинстве случаев хорошо согласуется с колебаниями других гидрометеорологических элементов. Поэтому вполне закономерно вновь по-

дойти к анализу гидрографа в целях выделения стока от снеготаяния. Расчеты произведены только за те 10 лет (1967, 1970—1978 гг.), по которым удалось подобрать и обработать материалы съемок с ИСЗ.

На традиционные комплексные графики колебания гидрометеорологических элементов (речной сток, осадки, температура воздуха, высота снежного покрова) дополнительно были нанесены сведения о степени покрытия водосборов снегом и высоте снеговой линии. Хронологический ход этих величин был восстановлен в виде плавной линии, соединяющей точки, соответствующие датам съемок. В весенний период для построения графиков использовано от 4 до 26 точек, в осенний — от 4 до 8 точек. Кривые выводили соответственно на 100 % -ную степень покрытия (низшую отметку водосбора) и на нулевую степень покрытия (высшую отметку водосбора). Даты полной заснеженности водосбора и полного освобождения его от снега определяли по материалам ежедневных съемок с ИСЗ. В случаях, когда в эти периоды отмечалась сплошная облачность, затрудняющая прочтение снимков, производили экстраполяцию кривых по тенденции с учетом гидрометеорологических факторов. Диапазон экстраполируемой части кривой в весенний период не превышал 15 % амплитуды. При анализе комплексных графиков сопоставляли ход стока с распределением осадков, изменением температуры воздуха и динамикой снеговой линии.

Подземное питание выделяли двумя способами. Для прогнозирования всегда предпочтительно выделение подземного стока на гидрографе по прямой, параллельной оси времени. Именно таким способом отчленяли подземное питание (через ординату минимального зимнего расхода воды) при расчете характеристик стока от снеготаяния. Но в районах развития многолетнемерзлых пород обычно отмечается увеличение подземного питания в середине и конце лета за счет оттаивания активного слоя почвогрунтов и таяния наледей. Рекомендуется учитывать этот фактор при выделении подземного питания по гидрографу, например, путем соединения ординаты минимального зимнего расхода воды с ординатой осеннего расхода воды при выявлении на реке ледяных образований и переходе к зимней межени [47]. Отчленение подземного питания было выполнено и таким способом тоже, результаты были использованы в дальнейшем при оценке доли подземного питания в годовом стоке и стоке половодья.

За начало половодья (и стока от снеготаяния) принимали дату заметного увеличения стока при отсутствии жидких осадков и росте температуры воздуха, с учетом поведения снеговой линии. Этот момент весеннего подъема воды в реке в большинстве случаев хорошо выделяется на гидрографе и отмечается вскоре после минимального расхода зимней межени.

Выделение дождевых паводков от снегового стока произво-

дили путем соединения впадин между отдельными паводками, а также срезкой пиков гидрографа с первого дня осадков, обусловивших паводок, до дня прекращения их, с учетом времени добегания. Кроме того, объем выпавших осадков сопоставляли с объемом дождевых паводков (с учетом активной, т. е. не покрытой снегом, площади водосбора). Для определения коэффициента стока были выбраны хорошо выраженные дождевые паводки на спаде половодья. Длительность паводков от 5 до 12 сут, их срезка произведена по типовым кривым спада. Осадки подсчитывали для каждого водосбора по одной-двум станциям, расположенным на высоте ниже 1000 м. Таким образом, были обработаны данные по 11 паводкам на водосборах рек Верхней Ангары, Муи и Чары. Коэффициенты стока для отдельных паводков составляли 0,17—0,50, а средний коэффициент стока по этим данным равен 0,33. По оценкам [62], средние многолетние значения коэффициентов дождевого стока в период половодья на горных реках Сибири бывают от 0,3 до 0,5.

На спаде половодья сток от снеготаяния выделяли по типовым кривым спада с учетом подъема снеговой линии. Дату пересечения кривой спада с линией подземного стока принимали за дату окончания стока талых вод (и половодья). Как правило, она отличается от даты полного схода снега в бассейне: для р. Чары — на 5—7 сут, в бассейне Муи — на 10 сут и для р. Верхней Ангары — на 15 сут. Общий вид гидрографа снеготаяния согласуется с ходом средней суточной температуры воздуха и выявляет характерный для каждого года последовательный сток талых вод с различных высот. Подъем, как правило, очень вялый и растянутый. Несмотря на то что в это время от снега освобождается 40—60 % площади водосбора, сток талых вод невелик, поскольку снег сходит на обширных малоснежных днищах котловин. Наибольшая доля стока соответствует подъему снеговой линии до многоснежных высот, 1500—2000 м. В это время, как правило, отмечаются максимальные расходы талых вод. Дальнейший подъем снеговой линии в горы происходит очень быстро, не дает большой прибыли воды, и гидрограф идет на спад.

По результатам расчленения гидрографов рек Верхняя Ангара — Верхняя Заимка, р. Муя — д. Таксимо, р. Чара — с. Чара были определены гидрологические характеристики стока от снеготаяния (прил. 6). Анализ результатов (табл. 5.12) показывает, что наибольшая изменчивость стока от снеготаяния по годам отмечается в бассейне р. Чары ( $C_{\sigma} = 0,29$ ), наименьшая — на Верхней Ангаре ( $C_{\sigma} = 0,13$ ). Из-за недостаточной длины ряда коэффициенты вариации подсчитаны с погрешностями 22—23 %.

Наибольший слой стока от снеготаяния в среднем за 10 лет получается для р. Верхней Ангары, наименьший — для р. Муи. Амплитуда колебания слоя стока от снеготаяния от года к году для всех трех водосборов составляет 70—170 мм.

Таблица 5.12

Осредненные за 10 лет (1967, 1970—1978 гг.) характеристики стока от снеготаяния на водосборах Станового нагорья

Река — пункт	Площадь водосбора $F$ км <sup>2</sup>	$Q$ м <sup>3</sup> /с	$u$ мм	$M$ л/(с·км <sup>2</sup> )	$T$ сут	$W$ км <sup>3</sup>	$\sigma W$ км <sup>3</sup>	$C_v$	$\sigma C_v$
Чара — с. Чара	4 150	74,1	126	17,9	82	0,52	0,15	0,29	23
Муя — д. Таксимо	9 900	134	105	13,6	90	1,04	0,25	0,24	23
Верхняя Ангара — с. Верхняя Займка	20 600	360	157	17,5	104	3,23	0,41	0,13	22

Условные обозначения:  $u$  — слой стока,  $T$  — продолжительность стока талых вод,  $\sigma C_v$  — среднее квадратическое отклонение  $W_{сн}$ ,  $Q$  — средний расход воды от снеготаяния,  $M$  — модуль стока,  $W$  — объем стока от снеготаяния за год,  $C_v$  — коэффициент вариации стока от снеготаяния,  $\sigma C_v$  — относительная средняя квадратическая ошибка коэффициента вариации.

Аномально низкий модуль стока отмечается на р. Муе (13,6 л/(с·км<sup>2</sup>) против 17,5—17,9 л/(с·км<sup>2</sup>) для водосборов рек Чары и Верхней Ангары). Причина такой аномалии на данном этапе не выяснена. Надо отметить, что и норма годового стока на р. Муе ниже (11,4 л/(с·км<sup>2</sup>), чем на реках Чаре (12,3 л/(с·км<sup>2</sup>)) и Верхней Ангаре (12,4 л/(с·км<sup>2</sup>)) [11]. Средний за 10 лет расход от снеготаяния на р. Чаре 74,1 м<sup>3</sup>/с, а на р. Верхней Ангаре почти в 5 раз больше. Соотношение такое же, как и соотношение площадей их водосборов. Максимальный расход (в среднем за 10 лет) в 3 раза превышает средний расход на реках Чаре и Верхней Ангаре и в 4 раза — на р. Муе. Наблюдается этот расход (в среднем) в середине июня на реках Чаре и Муе и в начале третьей декады июня на р. Верхней Ангаре.

Продолжительность стекания талых вод на реках Чаре и Муе в среднем составляет 82—90 сут, а на р. Верхней Ангаре на 15 сут больше. Начало стока от снеготаяния на реках Муе и Верхней Ангаре в среднем бывает 18 апреля, а на р. Чаре — на 8 сут позже. Конец снегового стока на Чаре и Муе отмечается в среднем 17 июля, а на Верхней Ангаре затягивается до 31 июля. Причем разница в этих сроках в отдельные годы может достигать одного месяца.

По результатам расчленения гидрографов за каждый год вычислен сток от снеготаяния и подземных вод, а также оценена доля этих составляющих в общем объеме половодья (табл. 5.13). Доля дождевых вод определена по разнице полного объема половодья и суммы этих двух составляющих. Аналогично определена доля подземных, снеговых и дождевых вод в общем стоке рек за год (табл. 5.14). Сток от снеготаяния на трех

Таблица 5.13

Результаты определения составляющих стока половодья (в процентах)  
по некоторым водосборам Станового нагорья за 10 лет  
(1967, 1970—1978 гг.)

Река — пункт	Сток от снеготаяния		Сток подземных вод		Сток дождевых вод
	интервал	средний	интервал	средний	средний
Чара — с. Чара	52—73	60,0	4—12	6,8	33,2
Муя — д. Таксимо	44—68	58,1	10—22	15,7	26,2
Верхняя Ангара — с. Верхняя Займка	57—75	68,2	9—18	13,4	18,4

Примечания: 1. Полный сток половодья принят за 100 %, доля снеговых, подземных и дождевых составляющих этого стока определена в процентах полного стока за половодье.

2. В графе «интервал» приведены округленные крайние значения величин из 10-летнего ряда.

Таблица 5.14

Результаты определения составляющих годового стока (в процентах)  
по некоторым водосборам Станового нагорья за 10 лет  
(1967, 1970—1978 гг.)

Река — пункт	Сток от снеготаяния		Сток подземных вод		Сток дождевых вод
	интервал	средний	интервал	средний	средний
Чара — с. Чара	24—40	29,6	11—26	17,4	53,0
Муя — д. Таксимо	16—37	27,3	22—42	30,1	42,6
Верхняя Ангара — с. Верхняя Займка	18—45	35,4	15—36	28,0	36,6

Примечания: 1. Полный сток за год принят за 100 %, доля снеговых, дождевых и подземных составляющих этого стока определена в процентах годового.

2. В графе «интервал» даны округленные крайние значения величин из 10-летних рядов.

рассматриваемых водосборах Станового нагорья составляет в среднем за 10 лет 27—35 % объема половодья и 58—68 % годового стока.

**5.3.3. Режим снеговой линии весной.** Миграция снеговой линии весной зависит от накопленных за зиму снеготаяний в горах и скорости их истощения по мере таяния. Максимальный запас воды в снежном покрове на водосборе по данным наблюдений в замыкающем створе определяется с большими погрешностями. Скорость снеготаяния зависит от режима поступления на поверхность водосбора солнечной радиации. Последняя обы-

чно оценивается суммой положительных температур воздуха, накопленной за какой-то период с момента ее устойчивого перехода через нуль. Температура воздуха измеряется на метеостанции, т. е. в одной точке водосбора, и лишь условно может быть принята для характеристики теплового режима в зоне снеготаяния. Обычно для расчета температуры воздуха по высотам в горах используют температурные градиенты. Для Станового нагорья характерны зимние инверсии температуры и постепенное разрушение инверсионного режима весной. Для надежного расчета температурного градиента в таких условиях нужны измерения на станциях, расположенных в разных высотных зонах, но таких измерений нет. Поэтому в большинстве расчетов были приняты фактические температуры, измеренные на метеостанциях в замыкающем створе водосбора. Таким образом, факторы, регулирующие положение снеговой линии в каждый данный момент времени, определяются по наземным наблюдениям очень ненадежно. В то же время фактическое перемещение снеговой линии можно наблюдать по спутниковым снимкам. По таким наблюдениям были построены графики хронологического изменения высоты снеговой линии за весенние периоды рассматриваемых 10 лет. В один и тот же день для различных лет снеговая линия находится на разной высоте. Ее положение определяется снегозапасами и количеством тепла, накопленного до даты съемки. По данным автора настоящего раздела, высота снеговой линии на фиксированную дату (20 мая) очень мало зависит от максимальных снегозапасов на станции (коэффициенты корреляции не превышают 0,37). Уловлена лишь общая тенденция обратной связи.

Скорость подъема снеговой линии вычислена по средним пентадным данным и определена для начального периода схода снежного покрова в котловинах (20—30 апреля), для периода освобождения от снега основных высотных зон (1 мая—30 июня) и в завершающий период схода снежного покрова в высокогорьях (позже 30 июня). Сводные результаты приведены в прил. 17. Скорость подъема снеговой линии за сутки заметно изменяется по годам. Наибольшая скорость (в среднем 47—79 м/сут) отмечается в завершающий период освобождения водосборов от снега. В течение большей части сезона снеготаяния скорость подъема снеговой линии в среднем для трех водосборов бывает от 15 до 28 м/сут.

Интенсивность снеготаяния влияет на скорость подъема снеговой линии. Для учета этого влияния была подсчитана также скорость подъема снеговой линии на один градус положительной средней суточной температуры воздуха. Эта величина быстро реагирует на изменение снегозапасов. Например, для многоснежных лет в бассейне р. Чары (1967, 1974, 1977 гг.) средняя относительная скорость подъема снеговой линии была 2—3 м/(°С·сут), а для малоснежных (1972, 1973, 1978 гг.) —

5—9 м/(°С·сут). Кроме того, для каждого года отмечена закономерность в изменении относительной скорости подъема снеговой линии с высотой. На малых высотах (до 1300 м) наблюдается постепенное уменьшение этой величины, далее до высот 2000 м, скорость подъема стабилизируется, а выше 2000 м вновь отмечается быстрый ее рост. Интервал высот, где отмечается снижение относительной скорости подъема снеговой линии, сохраняется один и тот же из года в год, но на каждом водосборе свой.

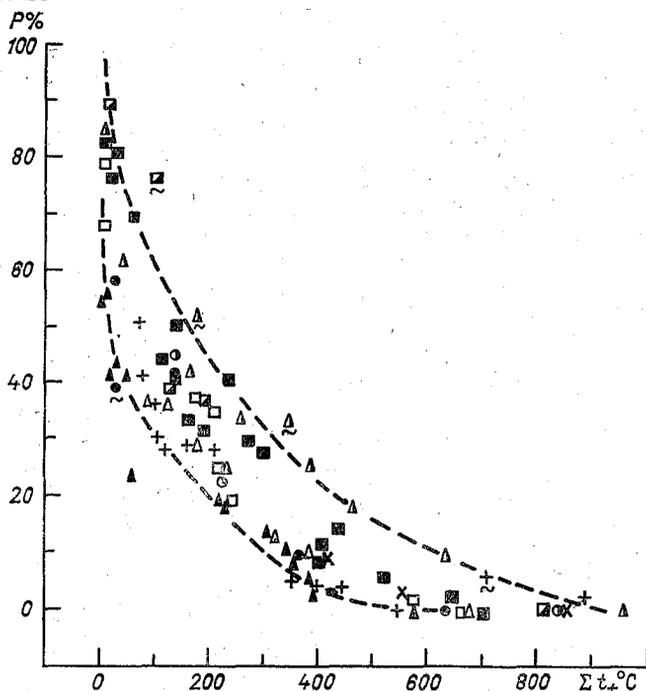


Рис. 5.12. Изменение степени покрытия снегом ( $P$ ) водосбора р. Чара—с. Чара в зависимости от суммы положительных значений средней суточной температуры воздуха ( $\Sigma t_+$ ) за период от устойчивого перехода через ноль до даты съемки с ИСЗ (по метеостанции Чара).

Усл. обозначения см. на рис. 5.9.

Этот диапазон высот был выделен по графикам зависимости относительной скорости подъема снеговой линии от высоты местности и для рассматриваемых водосборов оказалась следующей: р. Чара—с. Чара—1600—2000 м; р. Муя—д. Таксимо—1500—1900 м; р. Верхняя Ангара—с. Верхняя Займка—1400—1800 м. Эти высоты, по-видимому, соответствуют зонам наибольших снегозапасов.

Зависимости высоты снеговой линии и степени покрытия водосборов снегом от сумм положительных значений средней

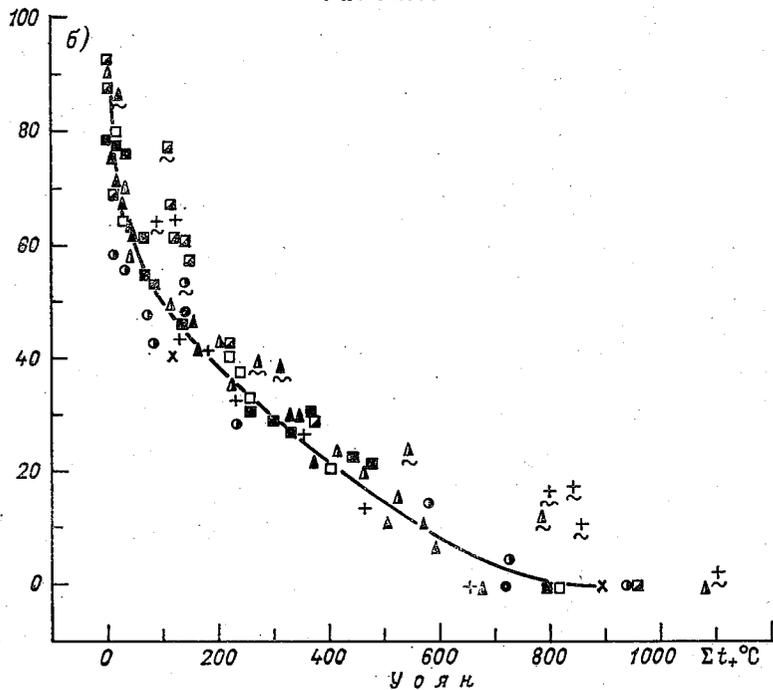
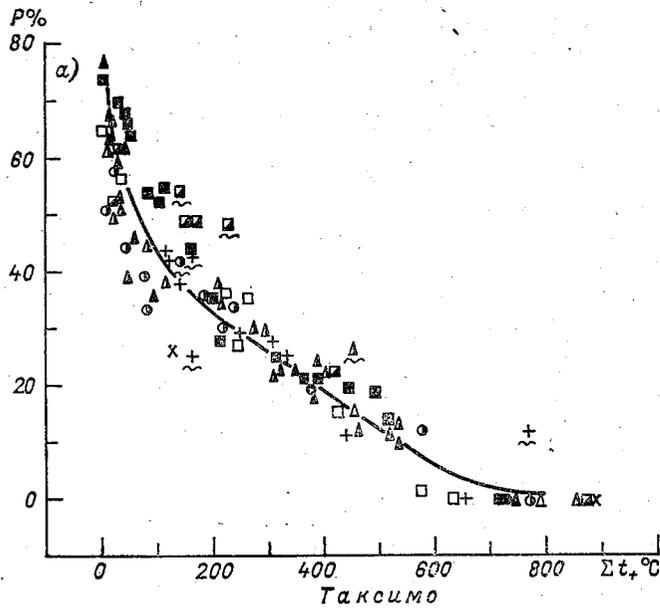


Рис. 5.13. Изменение степени покрытия снегом ( $P$ ) водосборов р. Муя—д. Таксимо (а) и р. Верхняя Ангара—с. Верхняя Займка (б) в зависимости от сумм положительных значений средней суточной температуры воздуха ( $\Sigma t_+$ ) на день съемки с ИСЗ (по метеостанциям Таксимо и Уоян соответственно).

Усл. обозначения см. на рис. 5.9.

суточной температуры воздуха, накопленных на день съемки, нелинейны (рис. 5.12, 5.13). Точки фактических измерений за каждый год формируют свою зависимость, которая экспоненциально приближается к конечному за каждый год значению — сумме положительных значений температуры воздуха, накопленной за период схода снежного покрова на водосборе. Снегопады в период снеготаяния и после схода снежного покрова вызывают заметные отклонения от общей зависимости, такие точки на графиках подчеркнуты волнистой линией.

Для водосбора р. Чары годовые зависимости заметно отклоняются друг от друга. Третьим параметром, вызывающим эти отклонения, являются максимальные за зиму снегозапасы. Зависимости для лет с большими снегозапасами (1974, 1976, 1977 гг.) находятся правее, для лет с малыми снегозапасами (1973, 1972, 1971, 1978 гг.) — левее; промежуточные по снегозапасам годы располагаются между этими двумя огибающими. Поскольку вариации снегозапасов от года к году невелики, не удалось провести серию кривых, соответствующих различным по снежности годам. Подобные же трехпараметрические зависимости экспоненциального вида были в свое время выявлены Т. С. Абальян по материалам аэрофотосъемок для р. Ангрэн [1]. По материалам спутниковых съемок такие соотношения были проверены Н. В. Востряковой на водосборах Горного Алтая [13].

Для водосборов р. Муя — д. Таксимо и р. Верхняя Ангара — с. Верхняя Заимка годовые отклонения точек малы, поэтому по всем точкам за 10 лет проведена одна зависимость (см. рис. 5.13). Таким образом, степень покрытия снегом (и высота снеговой линии) водосбора р. Чара — с. Чара зависит и от снегозапасов и от сумм положительных температур воздуха. Для двух других рассмотренных водосборов преобладающей является зависимость от сумм положительных температур воздуха.

**5.3.4. Поиск корреляционных зависимостей стока талых вод от поведения снеговой линии.** Поведение снеговой линии в весенний период определяется теми же факторами, что и сток от снеготаяния: запасами воды в снежном покрове, их распределением по площади водосбора и истощением при снеготаянии, суммой осадков в период половодья, температурным режимом на водосборе. Выяснение соотношений измеряемых непосредственно величин (высота снеговой линии, степень покрытия водосбора снегом, сток в замыкающем створе) может дать прикладную информацию, минуя неизвестные и трудноопределимые для водосбора гидрометеорологические данные.

Проверим возможность применения спутниковой информации о динамике снеговой линии для оценки стока за половодье с точки зрения долгосрочных гидрологических прогнозов. Для этой цели попытаемся выяснить зависимости объема стока и максимальных расходов воды за половодье от поведения снеговой линии на водосборах весной.

Для прогнозирования объема стока талых вод за половодье обычно строят связи с максимальными снегозапасами либо с их показателями (например, сумма осадков за холодный период) для различных высотных зон. В удаленных и труднодоступных горных районах такие сведения обычно отсутствуют. Здесь показателем неизвестных снегозапасов может служить поведение снеговой линии в период снеготаяния. Известно, что при прочих равных условиях чем больше снегозапас, тем медленнее поднимается в горы снеговая линия и тем ниже она оказывается в некоторый фиксированный момент времени. Но большое влияние оказывает также интенсивность притока тепла и его общее количество, поступающее на поверхность водосбора за период снеготаяния. Поэтому при оценке скорости подъема снеговой линии иногда учитывают интенсивность нарастания положительных (средних суточных) температур воздуха. Обычно подсчитывают скорость подъема снеговой линии на  $1^{\circ}\text{C}$  положительной температуры воздуха, единица измерения этой величины  $\text{м}/(^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут})$ . Таким образом, показателями максимальных снегозапасов и скорости их истощения могут быть такие величины: высота снеговой линии  $H$  (или степень покрытия водосбора снегом  $P$ ) на фиксированную дату или за некоторый отрезок времени, скорость подъема снеговой линии за отдельные интервалы  $T - \frac{\Delta H}{T}$

( $\text{м}/\text{сут}$ ) и относительная скорость подъема снеговой линии  $\frac{\Delta H}{\sum t}$  ( $\text{м}/(^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут})$ ). Эти же предикторы могут быть использованы и при составлении других видов долгосрочных прогнозов на половодье. Важным обстоятельством является выбор наиболее показательного периода. При этом должно быть удовлетворено альтернативное условие: избранный период должен характеризовать последующий сток и в то же время обеспечивать достаточную заблаговременность его предсказания. Рассмотрим на примерах возможные пути поиска связей этих показателей с общим объемом стока от снеготаяния.

Высота снеговой линии в начальный период схода снега бывает весьма различной от года к году. На трех рассматриваемых водосборах за период 20—30 апреля в отдельные годы снеговая линия была на высотах от 450—710 м, что соответствует наименьшим отметкам поверхности водосбора, до 1400 м, когда около 60 % водосбора освобождается от снега. Использование высоты снеговой линии этого периода (20—30 апреля) для связи с объемом стока половодья обеспечивает заблаговременность прогноза 2—2,5 месяца. Однако надо учитывать, что в начальный период снег сходит на днищах котловин, где снегозапасы малы и по количеству не всегда соответствуют расположенным выше многоснежным зонам. Тем не менее намечается обратная связь между средней высотой снеговой линии за последнюю декаду апреля и слоем стока за половодье (рис. 5.14а). Для

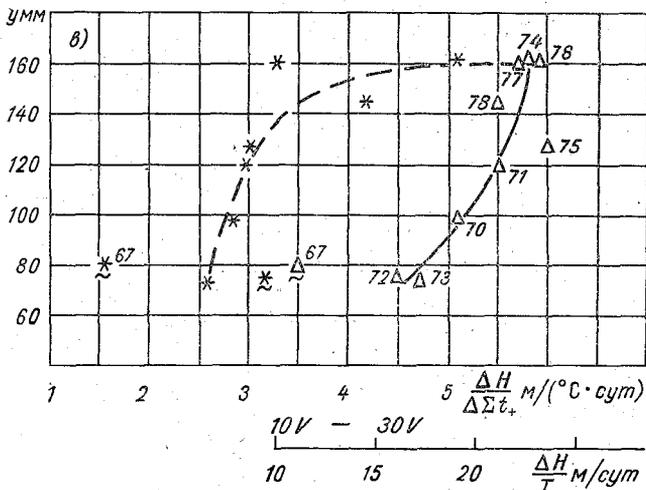
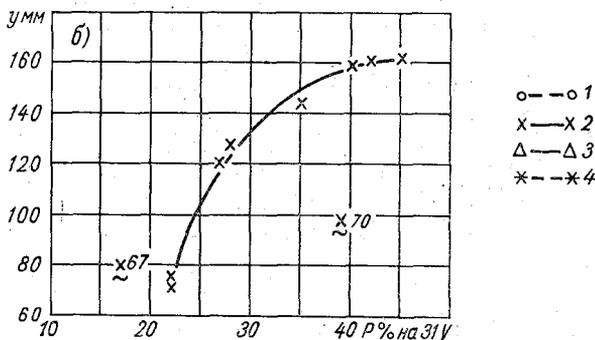
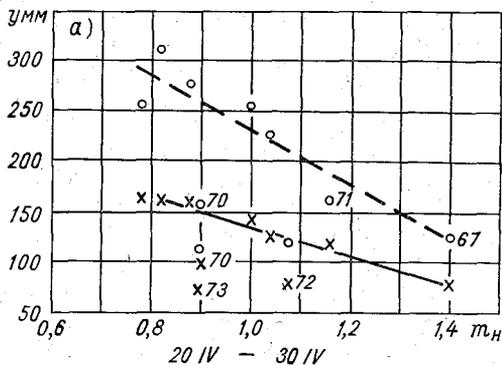


Рис. 5.14. Зависимости слоя весеннего половодья ( $y$ ) на водосборе р. Чара — с. Чара от высоты снеговой линии ( $m_n$  в модульных коэффициентах) за последнюю декаду апреля (а), от степени покрытия водосбора снегом ( $P$ ) на конец мая (б), от абсолютной (3) и относительной (4) скорости подъема снеговой линии в период 10—30.V (в).

1 — полный слой стока за половодье; 2, 3, 4 — слой стока талых вод за половодье. Цифры у точек — годы. Подчеркнуты точки, мало обоснованные съемками.

построения этих связей использованы общий объем стока за половодье и слой стока талых вод, полученный с помощью расчленения гидрографа. Высота снеговой линии  $H$  определена по хронологическим кривым хода  $H$  и выражена в модульных коэффициентах. Наиболее тесные связи получились для водосборов рек Чары и Муи. Однако имеются вполне объяснимые отклонения отдельных точек.

Степень покрытия водосбора снегом на фиксированную дату также может служить показателем снегозапасов. За такую дату принят последний день мая. К этому времени снеговая линия обычно поднимается до границы многоснежных зон (1200—1800 м). Удовлетворительная зависимость (нелинейного вида) слоя стока талых вод от степени покрытия водосбора снегом на 31 мая получена для водосбора р. Чара — с. Чара (рис. 5.14 б). Надо сказать, что нелинейный вид зависимости вполне оправдан, он свидетельствует о снижении роли малоснежных котловинных участков в формировании общего объема талых вод. Отметим, что у А. Ранго в работе [72] подобная зависимость для водосбора Винд-Ривер получилась линейной.

Зависимости слоя стока от скорости подъема снеговой линии за вторую половину мая нелинейны (рис. 5.14 в). К концу мая снеговая линия только подходит к многоснежным зонам, поэтому зависимость отражает скорее интенсивность развития снеготаяния, чем снегозапасы на водосборе.

Прогнозы месячного стока в период половодья традиционными способами основываются на учете оставшихся на водосборе снегозапасов и интенсивности притока тепла на поверхность. В мае на рассматриваемых реках обычно проходит незначительная доля (5—15 %) общего объема половодья. В этот период снеготаяние осуществляется в нижних малоснежных зонах бассейна, в горах продолжается интенсивное снегонакопление. Большое влияние на количество талых вод оказывает интенсивность и количество тепла, поступающего на поверхность водосбора за май. Обнаружить удовлетворительные связи среднего за май расхода воды с поведением снеговой линии в апреле — начале мая не удалось. Для водосбора р. Чары в общем намечается обратная зависимость, но при этом получается несколько линий связи, соответствующих различным суммам положительных температур воздуха за май.

В июне на всех трех водосборах проходит наибольшая часть талых вод. Максимальный расход половодья, а иногда и года, также отмечается в июне. Намечаются зависимости среднего за июнь расхода воды на р. Чаре от степени покрытия водосбора снегом на конец мая и от скорости подъема снеговой линии во второй половине мая (рис. 5.15). Первая зависимость нелинейна: с увеличением степени покрытия водосбора снегом за 31 мая интенсивность увеличения июньского расхода воды снижается. Это объясняется тем, что увеличение покрытия водосбора сне-

гом охватывает низкорасположенные малоснежные высотные зоны. Но в общем, при прочих равных условиях, чем больше степень покрытия водосбора снегом в конце мая, тем больше оставшиеся снегозапасы и тем выше сток в июне. Однако подобные

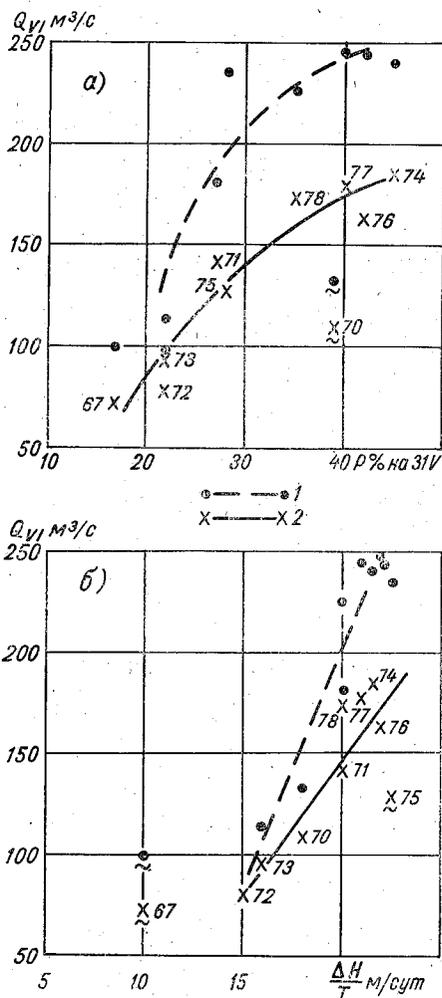


Рис. 5.15. Зависимости среднего расхода воды за июнь на водосборе р. Чара—с. Чара ( $Q_{VI}$ ) от степени покрытия водосбора снегом ( $P$ ) на 31.V (а) и от скорости подъема снеговой линии ( $\frac{\Delta H}{T}$ ) в период 10—30.V (б).

1 — полный расход за июнь, 2 — расход талых вод за июнь. Цифры у точек — годы. Подчеркнуты точки, слабо обособленные съемками.

зависимости, вероятно, не всегда являются прямыми. Например, для большего по площади водосбора р. Верхней Ангары намечается обратная зависимость среднего за июнь расхода воды от степени покрытия водосбора снегом в конце мая. На этой реке значительная доля стока проходит в июле. И, по-видимому, заснеженность бассейна в конце мая характеризует не столько снеготпасы, сколько запаздывание процесса схода снега. Зависимости июньского стока от скорости подъема снеговой линии во второй половине мая линейные, прямые. Вероятно, не для каждого водосбора будет единая линия связи. Различия в притоке тепла в мае и июне могут сформировать несколько линий связи. Так, для водосбора р. Верхней Ангары по данным за 10 лет намечаются две линии связи, однако при недостаточном количестве точек пока трудно провести эти линии обоснованно.

Прогнозы стока на оставшуюся часть половодья обычно составляются по зависимостям его от оставшихся на водосборе запасов воды в снежном покрове. Подобные зависимости, как оказалось, существуют и со степенью покрытия водосбора снегом (рис. 5.16). Для построения графиков связи приняты четыре последовательные даты (20, 31 мая, 10, 20 июня), позже которых подсчитывался объем оставшейся части половодья. Степень покрытия водосбора снегом снималась на соответствующие даты с хронологических графиков изменения этой величины, построенных по спутниковым данным. Связи получились достаточно тесные (коэффициент корреляции 0,79—0,92) и идентичные тем, которые используются в традиционной практике прогноза стока за оставшийся период половодья. Еще раз подтвердилось, что размер заснеженной площади сам по себе может служить показателем оставшихся на водосборе снеготпасов, без знания их количества и распределения по территории.

Максимальный расход талых вод в период половодья зависит в основном от накопленных за зиму запасов снега, их распределения по высотным зонам и хода температуры воздуха в период таяния. Для трех водосборов Станового нагорья по спутниковым данным были определены высота снеговой линии и степень покрытия поверхности снегом в день максимального расхода половодья. Оказалось, что максимальный расход отмечается в период, когда снеговая линия поднимается до зоны наибольших снеготпасов. Интервал высот снеговой линии в день максимального расхода хорошо соответствует обнаруженному ранее диапазону многоснежных зон (табл. 5.15). Некоторое различие в сторону завышения вполне объясняется разницей во времени добегания. Степень покрытия поверхности снегом в день максимального расхода по осредненным данным равна 17—20 %, причем для большего по размеру водосбора эта величина меньше.

Методы прогноза максимальных расходов разработаны относительно слабо. Они основываются на поиске связей максимального расхода воды с абсолютными или относительными показа-

Параметры связей характеристик стока половодья с показателями  
снеговой линии для речных водосборов Станового нагорья

Связь	Уравнение регрессии	Число лет	Число точек	r	$\sigma_y$
$y^* = f(m_H)_{20-30.IV}$		10	10	-0,60	34
$y = f(m_H)_{20-30.IV}$		10	10	-0,57	70
$Q_{VI}^* = f(m_H)_{25-31.V}$		10	10	-0,44	40
$Q_{VI}^* = f\left(\frac{\Delta H}{T}\right)_{10-30.V}$	$y = 12,7x - 109$	9	9	0,85	37
$Q_{VI} = f\left(\frac{\Delta H}{T}\right)_{10-30.V}$	$y = 22,3x - 245$	9	9	0,97	57
$Q_{VI}^* = f\left(\frac{\Delta H}{\Delta \sum t_+}\right)_{10-30.V}$	$y = 26,6x + 41,3$	10	10	0,78	40

$W_{\text{ч}}^* = f(P)_+$	$y = 0,01x + 0,01$	10	40	0,92	0,17
$W_{\text{м}}^* = f(P)_+$	$y = 0,02x + 0,16$	10	40	0,79	0,31
$Q_{\text{макс}}^* = f(P)_{31.V}$	$y = 4,38x + 73,7$	10	10	0,81	50
$Q_{\text{макс}}^* = f(P)_{31.V}$		10	10	0,62	202
$Q_{\text{макс}}^* = f\left(\frac{\Delta H}{\Delta \sum t_+}\right)_{10-30.V}$		10	10	0,58	50

## Примечания:

1. Все связи, за исключением  $W = f(P)_+$ , приведены для водосбора р. Чара — с. Чара.
2. Условные обозначения:  $y$  — слой стока за половодье, мм;  $(m_H)_{20-30.IV}$  — высота снеговой линии за соответствующий период (в модульных коэффициентах);  $Q_{VI}$  — средний месячный расход воды за июнь, м<sup>3</sup>/с;  $\frac{\Delta H}{T}$  — скорость подъема снеговой линии за соответствующий период, м/сут;  $\frac{\Delta H}{\Delta \sum t_+}$  — относительная скорость подъема снеговой линии за соответствующий период, м/(°С·сут);  $W_{\text{чм}}$  — объем стока талых вод за оставшийся период половодья (км<sup>3</sup>) по водосборам, соответственно р. Чара — с. Чара, р. Муя — д. Таксимо;  $(P)_+$  — степень покрытия водосбора снегом (%) последовательно на 20.V, 31.V, 10.VI, 20.VI;  $Q_{\text{макс}}$  — максимальный расход воды за половодье, м<sup>3</sup>/с;  $(P)_{31.V}$  — степень покрытия водосбора снегом на 31.V;  $r$  — коэффициент корреляции;  $\sigma_y$  — среднее квадратическое отклонение.
3. Знак звездочки (\*) означает, что для связи взята характеристика стока талых вод за половодье.
4. Знак точки (·) означает, что для связи взята характеристика полного стока за половодье.

## 5.4. Выводы

По результатам дешифрирования границы снежного покрова на массовом материале ТВ съемок с ИСЗ речных водосборов Станового нагорья, на основе режимной обработки данных и попыток выяснения прогностических связей динамики снеговой линии со стоком половодья с учетом опубликованных в печати материалов по данному вопросу можно сделать следующие выводы:

1. Граница снежного покрова дешифрируется по снимкам достаточно надежно и позволяет определять степень покрытия водосбора снегом с погрешностью около 5 %, а эквивалентную высоту снеговой линии с погрешностью порядка 150—200 м.

2. Частота съемки с ИСЗ водосборов размером до 30 000 км<sup>2</sup> из-за облачных закрытий оказывается неравномерной. Но в общем ИСЗ типа «Метеор» обеспечивают достаточное количество съемок (10—15 весной, 5—7 осенью) для построения хронологических графиков изменения высоты снеговой линии в периоды образования, разрушения и схода снежного покрова.

3. Зональные различия в изображении покрытых снегом площадей по съемкам в видимой (0,5—0,6 мкм) и ближней ИК (0,8—1,1 мкм) зонах спектра, по предварительным оценкам, не обеспечивают опознавания фронта снеготаяния. По таким снимкам, в благоприятных случаях, можно оценить размеры площадей, на которых происходит интенсивное таяние снега.

4. Дешифрирование площади загрязненного снежного покрова вокруг промышленных центров помогает установить размеры зоны влияния города на окружающую среду и определить, насколько раньше происходит снеготаяние в этих зонах по сравнению с окружающими незагрязненными районами. Зоны влияния вокруг некоторых промышленных центров на трассе БАМа уже сейчас превышают 300 км<sup>2</sup>.

5. Результаты дешифрирования ряда последовательных спутниковых снимков за многолетний период могут быть использованы для следующих целей:

— для определения сроков образования и схода снежного покрова и продолжительности его залегания в различных высотных зонах в горах;

— для обнаружения внутри- и межрегиональных связей по степени покрытия водосборов снегом и выяснения синхронности процесса образования и схода снежного покрова в различных районах земного шара;

— для облегчения задачи расчленения гидрографа по типам питания для оценки доли стока талых вод в половодье и годовом стоке.

6. Для целей долгосрочных гидрологических прогнозов характеристик половодья материалы режимной обработки спутниковых снимков имеют преимущества:

— дают фактические сведения о высоте снеговой линии и степени покрытия водосбора снегом в период снеготаяния;

— облегчают определение сроков конца половодья;

— позволяют оценить продолжительность холодного периода на разных высотах при расчете снегозапасов по осадкам за зимний сезон;

— помогают выяснить высотное положение на водосборе малоснежных и многоснежных зон;

— при наличии сведений о коэффициенте сраивания обеспечивают расчет распределения снегозапасов с высотой по данным о перемещении снеговой линии.

7. В горных районах, слабоосвещенных гидрометеорологическими наблюдениями, спутниковые данные о динамике снеговой линии с успехом можно использовать в прогностических связях как показатель снегозапасов на водосборе. Есть реальные предпосылки для разработки прогностических связей общего и частичного объема половодья, средних месячных и максимальных расходов воды в период половодья с высотой снеговой линии или степенью покрытия водосбора снегом в характерные периоды.

## ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НАЛЕДЕЙ ПО ТРАССЕ БАМА

№ по схеме	Местоположение наледей			Высота над уровнем моря, абс. м	Экспозиция	Кэф-фициент формы	Размеры наледей				
	водоток	расстояние по трассе, км	расстояние от устья, км				длина, м	средняя ширина, м	площадь, тыс. м <sup>2</sup>	средняя мощность, м	объем, тыс. м <sup>3</sup>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<b>Бассейн оз. Байкал</b>											
1	р. Сырой Молокон	362	4,0	580	Ю	9,0	650	72	47,0	0,71	33,5
2	р. Сырой Молокон	362	2,0	520	Ю	2,9	500	172	86,0	0,85	72,9
3	р. Сырой Молокон	361	1,0	500	Ю	4,3	300	70	21,0	0,57	11,9
<b>Бассейн р. Кичеры</b>											
4	р. Душкачанка	375	2,0	520	ЮВ	3,8	460	122	56,0	0,75	42,0
5	р. Холодная	381	3,0	500	ЮВ	47,0	5170	110	567	1,46	827
<b>Бассейн р. Верхней Ангары</b>											
6	р. Укшихта	422	5,0	510	С	12,7	1030	81	83,1	0,84	69,7
7	р. Анамакит	504	25,0	740	ЮВ	9,6	2210	231	510	1,42	722
8	р. Верхняя Ангара	584	309,0	570	ЮЗ	2,0	290	142	41,3	0,69	28,3
9	левый приток р. Верхняя Ангара (319,0)	592	Устье	580	СЗ	5,5	500	91	45,5	0,71	32,1
10	р. Верхняя Ангара	596	324,0	600	СЗ	4,1	470	114	53,8	0,74	39,8
11	р. Верхняя Ангара	598	326,0	640	ЮВ	3,1	200	64	12,7	0,49	6,21
12	р. Верхняя Ангара	599	327,0	610	ЮВ	6,2	730	118	85,9	0,85	72,8
13	р. Верхняя Ангара	600	329,0	620	ЮВ	5,4	760	141	106	0,90	95,4
14	Правый приток р. Верхней Ангары (330,0)	601	2,0	620	Ю	4,5	240	53	12,8	0,49	6,27
15	Правый приток 2-го порядка р. Верхней Ангары (330,0)	605	9,0	980	Ю	3,7	570	155	88,2	0,91	80,1
16	Правый приток 3-го порядка р. Верхней Ангары (330,0)	605	9,0	970	В	2,2	220	102	22,6	0,58	13,0

17	Правый приток 2-го порядка р. Верхней Ангары (330,0)	605
18	р. Ангаракан	608
19	р. Верхняя Ангара	612
20	р. Верхняя Ангара	612
21	р. Верхняя Ангара	613
22	р. Верхняя Ангара	613
23	Левый приток р. Верхней Ангары (347,3)	618
24	Левый приток 2-го порядка р. Верхней Ангары (347,3)	618
25	Левый приток р. Верхней Ангары (347,3)	617
26	Левый приток р. Верхней Ангары (347,3)	616
27	Левый приток р. Верхней Ангары (347,3)	616
28	Левый приток 2-го порядка р. Верхней Ангары (347,3)	617
29	Левый приток 2-го порядка р. Верхней Ангары (347,3)	616
30	р. Ангаракан	634
31	р. Ангаракан	633
32	р. Муякан	650
33	Левый приток р. Муякана (117,0)	649
34	Левый приток 2-го порядка р. Муякана (113,2)	649
35	Левый приток 3-го порядка р. Муякана (113,2)	650
36	Правый приток р. Муякана (112,8)	651
37	Правый приток р. Муякана (111,4)	653
38	Правый приток р. Муякана (111,4)	653
39	р. Орон	654
40	р. Муякан	656

8,0	960	ЮЗ	3,8	330	86	28,4	0,62	17,5
3,0	730	ЮЗ	1,4	570	395	225	1,12	252
342,0	750	С	2,2	260	118	30,7	0,63	19,3
343,0	750	С	3,1	240	77	18,4	0,54	10,0
344,0	750	С	2,6	470	178	83,8	0,84	70,5
345,0	750	С	3,5	210	59	12,3	0,48	5,95
4,0	700	СЗ	7,4	420	57	24,0	0,59	14,1
Устье	690	СВ	6,5	650	100	64,7	0,78	50,5
3,0	680	С	7,0	580	83	48,0	0,72	34,4
2,0	670	С	2,8	170	61	10,5	0,46	4,86
1,0	660	СЗ	6,1	300	49	14,7	0,51	7,49
Устье	670	З	9,2	680	74	50,3	0,73	36,5
1,0	660	С	10,3	390	38	14,7	0,51	7,49
30,0	880	ЮЗ	2,1	420	204	85,6	0,85	72,5
29,0	860	З	6,7	1100	164	180	1,05	189

### Бассейн р. Муи

117,5	800	СЗ	6,6	545	83	45,5	0,87	39,5
Устье	760	ЮВ	7,8	966	124	120	0,98	117
1,4	950	ЮВ	35,2	1410	40	56,6	0,89	50,4
0,8	1000	Ю	16,2	570	35	20,0	0,71	14,1
0,1	700	С	4,8	735	154	113	1,09	123
0,8	700	С	2,2	294	131	38,5	0,83	32,1
Устье	680	С	29,3	880	30	34,5	0,81	28,1
Устье	680	С	3,7	369	100	36,8	0,82	30,3
108,6	670	С	4,8	1090	228	248	1,33	330

№ по схеме	Местоположение наледей			Высота над уровнем моря, абс. м	Экспозиция	Коэффициент формы	Размеры наледей				
	водоток	расстояние по трассе <sup>1</sup> , км	расстояние от устья, км				длина, м	средняя ширина, м	площадь, тыс. м <sup>2</sup>	средняя мощность, м	объем, тыс. м <sup>3</sup>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
41	Правый приток р. Муякана (107,2)	657	3,5	720	С	5,8	540	93	50,4	0,89	44,9
42	р. Муякан (106,5)	658	106,5	640	С	2,7	547	206	113	1,09	123
43	Правый приток р. Муякана (101,5)	663	1,0	680	С	5,5	1180	214	253	1,34	339
44	Правый приток р. Муякана (101,5)	663	Устье	670	С	2,5	517	210	108	1,08	117
45	Правый приток р. Муякана (101,0)	664	1,5	640	СЗ	4,9	492	101	49,5	0,88	43,9
46	р. Аркум	662	4,2	880	ЮВ	48,2	1833	38	68,9	0,96	66,2
47	р. Аркум	663	2,8	840	ЮВ	32,9	1972	60	118	1,10	130
48	р. Аркум	663	1,6	800	ЮВ	9,7	682	70	47,6	0,88	41,8
49	р. Аркум	664	Устье	640	ЮВ	4,5	372	82	30,7	0,73	24,2
50	Левый приток р. Муи	665	0,6	640	ЮЗ	6,9	569	83	47,0	0,88	41,2
51	Правый приток р. Муякана (97,3)	665	Устье	620	С	4,1	726	177	129	1,13	146
52	р. Муякан	666	97,0	620	С	4,1	596	145	86,4	1,02	88,2
53	2-й левый приток 2-го порядка р. Муякана	666	2,0	760	ЮВ	31,3	1191	38	45,6	0,87	39,6
54	2-й левый приток 2-го порядка р. Муякана	666	2,5	700	ЮВ	17,4	715	41	29,6	0,78	23,1
55	1-й левый приток 2-го порядка р. Муякана	668	Устье	900	Ю	15,1	693	46	31,8	0,79	25,4
56	Левый приток р. Муякана (94,2)	668	6,5	1300	ЮВ	38,1	1716	45	77,2	0,78	23,0
57	р. Муякан (90,5)	669	1,0	620	В	3,7	182	49	9,00	0,58	5,20
58	Левый приток р. Муякана (89,0)	671	Устье	620	Ю	3,5	485	140	67,7	0,96	65,0
59	Правый приток р. Муякана (88,2)	671	0,8	620	С	7,4	626	85	53,5	0,90	48,4
60	Левый приток р. Муякана (86,2)	671	7,5	1240	ЮВ	7,5	360	48	17,1	0,72	15,6
61	Левый приток р. Муякана (86,2)	672	Устье	610	Ю	3,4	552	160	88,2	1,02	90,5
62	р. Муякан	672	84,2	620	С	7,3	551	75	41,1	0,85	35,1
63	Правый приток р. Муякана (80,6)	677	0,4	610	С	3,3	373	113	42,3	0,85	36,1
64	Левый приток р. Муякана (76,8)	678	0,5	610	ЮВ	4,4	507	114	57,6	0,92	53,1
65	Правый приток р. Муякана (72,0)	676	11,0	1400	С	9,1	845	93	78,8	0,82	29,4
66	Правый приток р. Муякана	677	5,0	900	С	19,7	808	41	33,3	0,80	26,6
67	Правый приток р. Муякана	678	Устье	610	СВ	2,9	505	176	88,9	1,02	91,4

68	Правый приток р. Муякана (69,0)	679
69	Правый приток р. Муякана (67,0)	681
70	Правый приток р. Муякана (64,0)	682
71	Район оз. Карасево	682
72	Район оз. Карасево	682
73	Район оз. Карасево	683
74	Район оз. Абатуркино	685
75	р. Лопро	691
76	Левый приток р. Муякана (37,6)	698
77	Левый приток р. Муякана (37,6)	699
78	Левый приток р. Муякана (35,0)	702
79	р. Сунуекит	717
80	р. Келяна	737
81	Правый приток р. Мудирикана (42,0)	770

82	р. Аку	787
83	Левый приток р. Аку (6, 7)	787
84	р. Аку	788
85	р. Аку	790
86	р. Аку	790
87	р. Нижний Усмун	795
88	р. Нижний Усмун	792
89	р. Нижний Усмун	793
90	Правый приток р. Нижнего Усмун (4,5)	794
91	р. Верхний Усмун	800
92	р. Верхний Усмун	801
93	р. Верхний Усмун	801
94	р. Верхний Усмун	802
95	р. Верхний Усмун	803
96	Правый приток 2-го порядка р. Верх- него Усмун (8,5)	803
97	Правый приток р. Верхнего Усмун (8,0)	805

1,5	610	С	6,8	705	103	72,6	0,98	71,0
Устье	610	СЗ	4,5	505	112	56,3	0,92	51,6
Устье	610	СЗ	4,8	606	126	76,2	0,99	75,4
	620	ЮВ	4,3	934	217	203	1,27	257
	620	ЮВ	5,1	834	164	137	1,14	157
	620	ЮВ	3,7	268	72	19,3	0,70	13,5
	610	В	10,4	1342	129	173	1,22	210
12,0	1400	СВ	46,9	4129	88	363	1,47	532
2,8	600	ЮВ	6,7	825	123	101	1,06	107
Устье	590	ЮВ	5,1	487	96	47,0	0,88	41,2
Устье	580	Ю	1,6	420	267	112	1,09	122
7,0	660	ЮВ	31,4	4340	138	598	1,66	994
4,5	540	Ю	15,4	3352	818	730	1,74	1276
7,0	650	СВ	15,4	2827	184	522	1,18	182

### Бассейн р. Витима

6,7	580	СВ	8,8	2350	267	629	1,68	1059
Устье	580	СВ	9,7	1210	125	152	1,18	179
4,0	530	СВ	7,4	1730	234	405	1,51	610
3,5	510	СВ	2,6	290	111	32,1	0,80	25,5
2,5	510	В	9,5	1060	112	119	1,11	132
11,0	550	СЗ	8,5	1000	117	116	1,10	128
7,5	490	СВ	7,2	210	29	6,10	0,52	3,19
7,0	490	СВ	4,9	190	39	7,40	0,55	4,07
1,0	490	СВ	7,9	1070	135	144	1,16	167
13,0	580	В	6,3	1540	245	377	1,48	1558
11,3	540	В	10,9	960	88	84,5	1,02	85,8
11,0	520	СВ	2,8	260	93	24,1	0,74	17,8
9,7	510	СВ	10,0	540	54	29,3	0,78	22,8
9,0	500	СВ	5,4	370	68	25,2	0,75	18,9
Устье	490	С	6,3	620	98	61,0	0,93	57,1
5,0	700	С	17,4	330	19	6,30	0,53	3,33

№ по схеме	Местоположение наледей			Высота над уровнем моря, абс. м	Экспозиция	Коэффициент формы	Размеры наледей				
	водоток	расстояние по трассе <sup>1</sup> , км	расстояние от устья, км				длина, м	средняя ширина, м	площадь, тыс. м <sup>2</sup>	средняя мощность, м	объем, тыс. м <sup>3</sup>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
98	Правый приток р. Верхнего Усмуна (8,0)	805	3,0	580	С	6,4	290	45	13,1	0,63	8,32
99	Ручей, впадающий в оз. Щучье	805	7,2	680	С	6,9	330	48	16,0	0,67	10,7
100	Левый приток р. Малой Койры (5,0)	821	0,5	500	С	5,3	310	58	18,1	0,69	12,5
101	р. Малая Койра	822	5,5	480	СВ	4,6	540	117	63,5	0,94	60,0
102	Правый приток р. Малой Койры (2,0)	823	5,5	500	С	1,0	170	164	28,0	0,77	21,5
103	Правый приток р. Малой Койры (2,0)	824	5,2	500	С	5,2	380	73	27,6	0,77	21,1
104	Правый приток р. Малой Койры (2,0)	825	4,0	490	С	5,5	420	76	32,0	0,80	25,4
105	Район оз. Кубалдыр	827		500	С	5,5	410	75	30,8	0,79	24,2
106	Район оз. Кубалдыр	828		490	З	5,6	410	73	29,9	0,78	23,4
107	район оз. Кубалдыр	830		500	С	5,6	310	55	16,9	0,68	11,4
108	Левый приток р. Койры (33,5)	831	2,0	500	СЗ	14,4	490	34	16,9	0,68	11,4
109	Левый приток р. Койры (33,5)	832	3,0	500	СЗ	9,8	510	52	26,6	0,76	20,2
110	р. Койра	832	35,0	510	С	7,9	410	52	21,5	0,72	15,5
111	Левый приток р. Койры	834	1,0	750	СЗ	18,9	340	18	6,21	0,53	3,26
<b>Бассейн р. Конды</b>											
112	Район оз. Федоровского	840		560	С	7,2	530	74	39,2	0,74	29,1
113	Район оз. Федоровского	840		510	СЗ	16,3	440	27	11,8	0,67	7,92
114	Левый приток 2-го порядка р. Конды (68,8)	850	1,0	600	С	11,0	880	80	70,4	0,78	55,0
115	Левый приток р. Конды (72,5)	846	2,0	800	С	35,0	1120	32	35,6	0,74	26,2
116	Левый приток 2-го порядка р. Конды (93,0)	848	Устье	750	СЗ	26,4	950	36	34,1	0,73	25,0
117	Правый приток р. Конды (94,0)	850	1,0	600	З	10,6	360	34	12,4	0,67	8,35

118	Левый приток р. Таку (13,0)	855	2,0
119	р. Сюльбан	856	11,5
120	Левый приток р. Сюльбана (12,0)	858	4,0
121	Левый приток р. Сюльбана (12,0)	858	3,0
122	Левый приток р. Сюльбана (12,0)	858	2,0
123	Левый приток р. Сюльбана (15,0)	859	1,0
124	Левый приток р. Сюльбана (15,5)	860	1,0
125	Правый приток 2-го порядка р. Конды (56,0)	862	18,0
126	Правый приток 2-го порядка р. Конды (56,0)	861	16,0
127	Правый приток 2-го порядка р. Конды (56,0)	861	15,0
128	Правый приток 2-го порядка р. Конды (56,0)	860	14,0
129	Правый приток 2-го порядка р. Конды (56,0)	860	14,0
130	Правый приток р. Конды (56,0)	867	23,0
131	Правый приток р. Конды (56,0)	865	21,0
132	Правый приток руч. Балбухта (1,5)	870	0,8
133	руч. Балбухта	872	8,0
134	руч. Балбухта	872	7,0
135	руч. Балбухта	872	6,5
136	руч. Балбухта	872	6,0
137	руч. Балбухта	871	5,5
138	руч. Балбухта	871	5,0
139	руч. Балбухта	871	4,0
140	Левый приток руч. Балбухта (5,0)	873	Устье
141	Правый приток р. Сюльбана (29,5)	874	4,0
142	Правый приток р. Сюльбана (29,5)	874	1,0
143	р. Сюльбан	871	26,5
144	р. Сюльбан	872	27,0
145	р. Сюльбан	874	30,0
146	руч. Чипокто	879	5,0
147	руч. Чипокто	879	4,0
148	руч. Чипокто	878	Устье

600	C3	13,0	430	33	14,1	0,68	9,61
560	3	8,2	500	61	30,5	0,73	22,2
750	C3	17,8	800	45	36,2	0,74	26,7
680	C3	16,3	700	43	30,1	0,73	21,9
640	C3	8,9	470	53	24,8	0,71	17,7
620	C3	8,2	540	66	35,6	0,74	26,2
620	C3	5,3	330	62	20,6	0,70	14,5
730	IOB	5,9	360	61	22,0	0,71	15,6
620	IOB	14,5	420	29	12,3	0,67	8,28
620	IOB	2,7	190	71	13,4	0,68	9,09
620	IOB	6,4	280	44	12,3	0,67	8,28
620	IOB	1,6	90	56	5,00	0,62	3,12
720	IO	2,7	160	59	9,51	0,66	6,29
630	IOB	5,5	520	94	48,7	0,76	36,9
830	IO	13,8	400	29	11,8	0,67	7,92
1060	IO	6,1	250	41	10,3	0,66	6,83
980	IO	5,0	190	38	7,20	0,64	4,63
900	IO	13,0	430	33	14,2	0,68	9,68
880	IO	4,2	220	52	11,5	0,67	7,70
860	IO	4,0	180	45	8,21	0,65	5,34
840	IO	8,7	270	31	8,30	0,65	5,40
770	IO	23,7	1470	62	91,4	0,80	73,0
800	3	11,1	600	54	32,6	0,73	23,8
1000	IO	17,1	840	49	41,2	0,75	30,7
820	IO	36,1	2490	69	172	0,84	145
680	IO	2,6	90	53	4,83	0,62	3,00
680	IO	2,8	120	45	5,41	0,63	3,40
690	C	7,7	230	30	7,00	0,64	4,49
960	IO	18,6	1280	69	88,7	0,80	70,6
920	IO	8,0	430	54	23,3	0,71	16,6
790	IO	56,4	3100	55	172	0,84	145

№ по схеме	Местоположение наледей			Высота над уровнем моря, абс. м	Экспозиция	Коэффициент формы	Размеры наледей				
	водоток	расстояние по трассе <sup>1</sup> , км	расстояние от устья, км				длина, м	средняя ширина, м	площадь, тыс. м <sup>2</sup>	средняя мощность, м	объем, тыс. м <sup>3</sup>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
149	Правый приток руч. Чипокто (1,5)	877	2,0	1100	Ю	38,3	880	23	20,8	0,70	14,6
150	Правый приток руч. Чипокто (1,5)	877	Устье	900	ЮВ	24,6	590	24	14,2	0,68	9,68
151	р. Сьюлбан	882	37,5	760	Ю	4,9	270	55	14,9	0,68	10,2
152	р. Сьюлбан	883	39,5	770	З	7,1	840	118	99,6	0,80	80,1
153	Правый приток р. Сьюлбана (43,5)	888	2,5	1250	Ю	17,0	800	47	37,6	0,74	27,8
154	р. Сьюлбан	892	45,5	830	ЮЗ	6,6	1260	190	240	0,87	208
155	Левый приток р. Сьюлбана (54,0)	901	2,0	1050	СЗ	13,7	1000	73	73,1	0,78	57,3
156	р. Сьюлбан	900	54,0	900	ЮЗ	9,4	470	50	23,4	0,71	16,6
157	р. Саку	902	Устье	950	Ю	8,7	1400	160	231	0,87	200
158	Левый приток р. Сьюлбана (61,5)	906	2,0	1100	С	5,4	240	44	10,5	0,66	6,98
159	Левый приток р. Сьюлбана (63,0)	908	Устье	1060	СЗ	12,7	750	59	44,2	0,76	33,2
160	Правый приток р. Сьюлбана (64,5)	909	Устье	980	ЮВ	4,2	240	57	13,7	0,68	9,31
161	Правый приток р. Сьюлбана (65,0)	910	Устье	960	ЮВ	15,8	1000	63	62,9	0,77	48,7
162	Правый приток р. Сьюлбана (66,0)	911	Устье	960	ЮВ	6,2	230	37	8,40	0,65	5,48
163	Правый приток р. Сьюлбана (66,5)	912	Устье	940	ЮВ	5,6	200	36	7,20	0,64	4,63
164	Правый приток р. Сьюлбана (66,5)	912	4,0	1320	ЮВ	10,9	720	66	47,3	0,76	35,7
165	Правый приток р. Сьюлбана (69,0)	913	0,5	970	ЮВ	4,4	490	112	54,9	0,76	42,0
166	Правый приток р. Сьюлбана (71,0)	916	3,0	1300	Ю	13,6	760	56	42,4	0,75	31,7
167	Левый приток р. Сьюлбана (72,0)	917	1,0	1130	З	4,0	1580	39	61,6	0,77	47,6
168	р. Сьюлбан	916	66,0	970	ЮЗ	20,9	8790	420	3695	1,09	4041
169	Правый приток р. Сьюлбана (77,0)	920	1,0	1040	В	4,6	260	57	14,9	0,68	10,2
170	Правый приток р. Сьюлбана (77,5)	920	1,0	1130	В	20,4	470	23	10,8	0,66	7,19
171	Левый приток р. Сьюлбана (78,5)	921	1,0	1020	СЗ	4,9	250	51	12,7	0,68	8,57
<b>Бассейн оз. Малого Леприндо</b>											
172	Ручей, впадающий в оз. Малое Леприндо	925	Устье	1000	С	9,8	610	62	37,8	1,17	44,4
173	Ручей, впадающий в оз. Малое Леприндо	925	Устье	1000	В	2,7	580	212	123	1,37	169

174	Ручей, впадающий в оз. Малое Ле-приндо	927	1,0
175	Ручей, впадающий в оз. Малое Ле-приндо	927	Устье

Бассейн р.

176	Левый приток р. Чары (849,0)	944	3,0
177	Левый приток р. Чары (846,5)	946	3,5
178	Левый приток р. Чары (847,0)	946	1,0
179	р. Чара	947	846,0
180	Левый приток р. Чары (846,0)	951	1,5
181	Левый приток р. Чары (845,7)	952	1,0
182	Левый приток р. Чары (845,5)	952	0,3
183	Левый приток р. Чары (845,0)	954	0,2
184	Правый приток 2-го порядка р. Чары (842,0)	954	1,0
185	Левый приток р. Чары (842,0)	954	3,0
186	Левый приток р. Чары (842,0)	955	Устье
187	р. Чара	955	842,0
188	р. Чара	957	839,0
189	Первый левый приток 2-го порядка руч. Салликит (14,0)	960	0,4
190	Левый приток руч. Салликит (14,0)	960	2,5
191	руч. Салликит	960	5,5
192	р. Чара	960	836,0
193	р. Чара	962	833,0
194	Левый приток 2-го порядка руч. Салликит (4,0)	963	3,0
195	Левый приток 2-го порядка руч. Салликит (4,0)	962	0,7
196	руч. Салликит	962	7,5
197	2-й приток 2-го порядка руч. Салликит (14,0)	963	0,2
198	Левый приток 3-го порядка руч. Салликит (4,0)	964	0,5
199	Левый приток руч. Салликит (4,0)	964	3,0

1040	С	4,9	170	35	5,90	0,92	5,41
1100	С	6,8	210	31	6,60	0,93	6,14

### Чары

1030	СЗ	18,4	1380	75	103	1,67	173
980	ЮВ	4,8	840	175	147	1,41	207
960	ЮВ	3,0	820	271	222	1,49	330
940	В	13,3	1770	133	235	1,50	352
940	ЮВ	4,8	620	129	80,1	1,30	104
940	ЮВ	9,0	820	91	74,6	1,28	95,5
900	В	2,4	340	139	47,4	1,21	57,4
900	ЮВ	1,6	280	178	49,8	1,22	60,7
920	СВ	5,4	560	103	57,6	1,24	71,4
910	В	9,5	1370	144	198	1,46	290
920	Ю	9,3	2200	236	520	1,66	895
860	В	10,2	2090	205	428	1,62	695
850	СВ	12,8	2140	167	358	1,56	559
900	В	9,5	630	66	41,8	1,19	49,8
1000	ЮВ	8,9	570	64	36,2	1,17	42,3
780	В	13,9	1700	122	208	1,47	306
810	ЮВ	9,2	1700	184	313	1,55	486
790	В	16,4	2610	159	416	1,62	672
950	ЮВ	4,4	360	82	29,6	1,14	33,6
880	Ю	1,2	270	219	59,2	1,25	73,8
820	В	9,0	3480	388	1350	1,89	2550
800	В	4,4	370	84	31,2	1,14	35,7
860	ЮВ	4,5	570	128	72,9	1,28	93,5
950	ЮВ	4,4	360	82	29,6	1,83	1980

№ по схеме	Местоположение наледей			Высота над уровнем моря, абс. м	Экспозиция	Коэффициент формы	Размеры наледей				
	водоток	расстояние по трассе, км	расстояние от устья, км				длина, м	средняя ширина, м	площадь, тыс. м <sup>2</sup>	средняя мощность, м	объем, тыс. м <sup>3</sup>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
200	руч. Саллики	964	7,0	800	В	2,2	380	169	65,0	1,26	82,0
201	р. Верхний Ингамакит	1095	4,0	980	СВ	31,6	3700	117	432	1,47	638
202	р. Верхний Ингамакит	1096	1,0	950	С	6,4	2150	338	726	1,74	1260
203	р. Верхний Сакукан	1096	14,0	760	СВ	19,4	6440	332	2140	1,35	2890
204	Левый приток р. Чары (801,0)	1098	7,0	740	В	7,1	2460	346	850	1,78	1510
205	Левый приток 2-го порядка р. Чары (807,0)	1097	0,3	730	СВ	4,0	1350	336	454	1,63	741
206	Левый приток р. Чары (807,0)	1097	0,2	740	СВ	9,4	2340	250	584	1,69	1060
207	Левый приток р. Чары (798,0)	1099	6,0	740	В	3,0	2460	809	1990	1,99	3960
208	р. Верхний Сакукан	1100	9,0	730	В	6,9	4040	584	2360	2,04	4810
209	Левый приток р. Чары (799,0)	1100	2,0	740	ЮВ	21,1	3120	148	462	1,54	713
210	Левый приток р. Нирунгнакана (12,0)	1111	0,6	840	С	1,7	290	166	48,2	1,21	58,5
211	р. Нирунгнакан	1114	Устье	710	С	12,0	1370	113	155	1,41	219
212	Левый приток р. Чары (767,0)	1123	8,0	780	С	9,4	870	93	81,0	1,30	105
213	Левый приток р. Чары	1124	6,0	800	З	20,6	1750	85	148	1,64	243
214	Левый приток р. Чары	1124	4,0	740	З	5,1	1270	251	319	1,56	498
215	Левый приток р. Ункура (11,0)	1128	1,0	760	СЗ	9,4	1380	148	204	1,47	300
216	р. Кемен	1135	11,0	750	СВ	14,1	1550	110	170	1,44	244
217	р. Юктэкэн	1144	15,0	740	СВ	7,3	2940	400	1170	1,85	2170
218	Левый приток р. Юктэкэна (13,0)	1144	4,0	720	СВ	6,1	2280	371	846	1,77	1510
219	Правый приток р. Юктэкэна (10,0)	1149	Устье	700	СЗ	1,0	700	711	498	1,65	824
220	Правый приток р. Юктэкэна (8,0)	1150	Устье	690	СЗ	1,4	710	504	358	1,56	559
221	Правый приток р. Юктэкэна (7,0)	1151	0,5	690	СЗ	4,2	1130	266	301	1,55	466
222	р. Юктэкэн	1155	3,0	680	СВ	2,1	360	175	63,1	1,26	79,2
223	р. Юктэкэн	1155	1,0	680	СВ	4,7	1330	286	381	1,60	608
224	р. Большая Икабья	1152	12,0	750	С	7,4	2340	316	740	1,74	1290
225	р. Большая Икабья	1153	5,0	690	С	13,1	1980	152	300	1,55	464
226	Ручей, впадающий в оз. Круглое	1155	10,0	760	С	3,0	520	175	91,0	1,32	120
227	р. Мурурин	1172	Устье	820	З	19,7	2900	147	427	1,48	631

228	р. Курунг-Юрях	1175	28,0	780	ЮЗ	4,2	1220	288	351	1,58	553
229	р.-Курунг-Юрях	1175	30,0	800	З	2,6	1160	449	521	1,66	867
230	Левый приток р. Мурурина	1176	2,5	860	СВ	7,4	1230	167	205	1,47	301
231	р. Мурурин	1179	6,0	860	З	2,7	2410	905	2180	2,01	4390
232	Левый приток р. Мурурина (9,4)	1194	2,0	980	СЗ	15,0	1650	110	182	1,45	264
233	р. Курунг-Юрях	1201	55,0	1140	СВ	15,7	3000	191	572	1,68	964
234	Правый приток р. Курунг-Юрях (55,0)	1202	Устье	1130	В	8,3	1310	158	207	1,47	305
235	Правый приток р. Курунг-Юрях (55,0)	1203	25,0	1200	СЗ	15,6	3020	194	586	1,69	991

#### Бассейн р. Хани

236	р. Хани	1210	117,0	1585	СВ	8,2	1320	1620	215	0,88	190
237	р. Хани	1211	113,5	1125	С	4,0	1590	3880	618	0,97	600
238	р. Сакукан	1220	Устье	1110	С	1,0	1120	590	660	0,98	645
239	Левый приток р. Олондо	1225	Устье	1200	ЮЗ	34,8	2090	64	134	0,84	113
240	р. Хани	1227	103,0	1085	В	24,9	3890	156	608	0,92	333
241	р. Олондо	1226	Устье	1050	ЮВ	6,3	1510	238	360	0,97	589
242	Правый приток р. Хани (103,0)	1229	Устье	1210	С	7,9	1320	166	219	0,88	193
243	р. Хани	1231	99,0	1020	В	17,8	4800	270	1310	1,04	1361
244	Левый приток р. Хани (96,0)	1234	2,5	1170	ЮВ	16,8	1010	56	57,0	0,78	44,6
245	р. Хани	1237	93,3	885	ЮВ	15,1	2880	190	550	0,96	528
246	Левый приток 2-го порядка р. Саку (1,5)	1246	0,5	1240	В	17,6	880	51	45,0	0,76	34,4
247	р. Саку	1247	4,5	760	С	10,0	2690	270	740	0,99	730
248	р. Саку	1247	1,0	710	СВ	6,5	2930	450	1320	1,04	1373
249	р. Хани	1257	71,0	645	В	5,7	400	70	1887	1,07	2028
250	р. Юс-Кюель	1270	1,0	605	С	18,4	920	50	50,0	0,77	38,6
251	руч. Кёрсюсэ	1270	4,5	900	ЮВ	13,6	680	50	34,0	0,75	25,4
252	р. Хани	1300	30,5	410	В	7,5	2030	269	546	0,96	524

#### Бассейн р. Олёкмы

253	руч. Хотугу-Чабиникит	1335	6,0	450	В	8,0	720	87	63,0	0,78	49,7
254	руч. Согуру-Чабиникит	1345	6,0	420	В	2,5	280	114	32,0	0,74	23,7
255	р. Имангра	1366	4,0	400	В				1750	1,07	1868

Дата	Источник данных	<i>m</i> %	Дата	Источник данных	<i>m</i> %
10. V. 78	A	55,8	27. V. 78	M-2	23,8
22. V. 78	M-2	32,5	27. V. 78	A	22,3
23. V. 78	M-2	28,3	3. VI. 78	M	4,17
25. V. 78	M-2	27,5	6. VI. 78		0
26. V. 78	M-2	26,2			

Примечания: 1. Коэффициент ледовитости озера (*m*) вычисляется как отношение площади озера, покрытой сплошным льдом, к общей площади озера. При наличии разреженных льдов различной балльности (по материалам авиаразведок) вводился коэффициент сплоченности (средний из густоты льдов) для привода этой части площади к площади сплоченных (10 баллов) льдов. Этот фактор непосредственно учитывался при дешифрировании спутниковых ТВ снимков: оконтуривание покрытых льдом участков озера производилось по светло-серому тону изображения с учетом остающихся за пределами этого контура разреженных льдов.

2. Определение покрытой льдом площади производилось с помощью электронного планиметра по материалам ледовых авиаразведок (А), ТВ съемок с ИСЗ «Метеор» (М), «Метеор-2» (М-2) и «Космос-156» (К).

3. Дата полного очищения озера от льда принята по «Материалам наблюдений на озерах и водохранилищах» (МНО).

4. В скобках показаны сомнительные по различным причинам данные.

5. Даты очищения озера в 1967, 1968, 1969, 1977 и 1978 гг. получены по экстраполяции кривой хронологического хода ледовитости озера.

### ПРИЛОЖЕНИЕ 3

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СТЕПЕНИ ПОКРЫТИЯ СНЕГОМ И ВЫСОТЫ СНЕГОВОЙ ЛИНИИ НА РЕЧНЫХ ВОДОСБОРАХ СТАНОВОГО НАГОРЬЯ ПО МАТЕРИАЛАМ ТВ СЪЕМОК С ИСЗ «МЕТЕОР»

Дата	Степень покрытия водосбора снегом, %	Высота снеговой линии, м	Дата	Степень покрытия водосбора снегом, %	Высота снеговой линии, м
1	2	3	1	2	3
р. Чара — с. Чара			15. V. 72	50,9	1240
14. VI. 67	9,6	1970	16. V. 72	42,4	1390
23. VI. 67	3,4	2140	17. V. 72	43,8	1360
14. V. 70	(38,6)	(1470)	20. V. 72	42,0	1390
17. V. 70	58,0	1160	21. V. 72	(24,5)	(1700)
31. V. 70	41,6	1410	17. VI. 72	20,2	1780
22. VI. 70	9,0	1980	18. VI. 72	17,8	1830
20. V. 71	37,3	1490	25. VI. 72	13,9	1900
24. V. 71	37,0	1500	28. VI. 72	11,2	1930
30. V. 71	29,4	1620	29. VI. 72	9,1	1980
11. VI. 71	12,6	1920	2. VII. 72	6,1	2025
15. VI. 71	10,0	1960	3. VII. 72	3,3	2150
8. IV. 72	97,4	(710)	4. IV. 73	95,1	720
13. IV. 72	80,2	900	5. V. 73	78,7	920
11. V. 72	56,1	1170	7. V. 73	68,5	1040
14. V. 72	54,6	1190	1. VI. 73	37,8	1480
			3. VI. 73	34,6	1535

Дата	Степень покрытия снегом, %		Высота снеговой линии, м	Дата	Степень покрытия снегом, %		Высота снеговой линии, м
	1	2			1	2	
4. VI. 73		25,2	1690	4. VI. 77		25,5	1690
5. VI. 73		18,7	1810	27. IV. 78		74,9	965
25. VI. 73		2,2	2220	23. V. 78		51,3	1240
1. V. 74		98,1	(709)	24. V. 78		40,7	1420
2. V. 74		92,6	740	26. V. 78		(40,9)	(1415)
8. V. 74		82,9	860	27. V. 78		37,3	1500
9. V. 74		76,0	950	28. V. 78		30,1	1610
18. V. 74		80,6	900	29. V. 78		27,7	1650
25. V. 74		69,7	1620	4. VI. 78		28,9	1630
1. VI. 74		(45,3)	(1330)	8. VI. 78		27,7	1650
2. VI. 74		51,9	1220	21. VI. 78		4,8	2090
3. VI. 74		(50,9)	(1240)	25. VI. 78		4,1	2100
5. VI. 74		33,5	1560	28. VI. 78		4,3	2095
7. VI. 74		32,0	1580	18. VII. 78		15,7	1860
13. VI. 74		40,5	1420	19. VII. 78		6,3	2040
17. VI. 74		42,6	1380	1. VIII. 78		2,6	2220
17. VI. 74		29,6	1610				
18. VI. 74		(33,6)	(1550)				
19. VI. 74		27,9	1650				
26. VI. 74		8,6	1990				
27. VI. 74		12,5	1930				
29. VI. 74		15,2	1870				
5. VII. 74		5,7	2060				
5. VII. 74		6,7	2030				
13. VII. 74		3,4	2130				
20. IV. 75		89,2	780				
22. IV. 75		(55,2)	(1180)				
14. V. 75		76,0	950				
16. V. 75		36,4	1500				
17. VII. 75		39,1	1460				
24. V. 75		37,2	1490				
26. IV. 76		94,1	730				
21. IV. 76		84,0	850				
22. IV. 76		85,8	825				
29. IV. 76		97,2	(710)				
4. V. 76		95,1	720				
5. V. 76		84,7	840				
14. V. 76		62,0	1110				
18. V. 76		45,6	1330				
5. VI. 76		42,0	1400				
6. VI. 76		(51,8)	(1220)				
11. VI. 76		42,9	1380				
23. VI. 76		33,9	1550				
23. VI. 76		32,9	1565				
2. VII. 76		32,1	1580				
2. VII. 76		18,3	1815				
12. VII. 76		10,0	1960				
24. IV. 77		89,4	780				
26. IV. 77		83,6	855				
3. V. 77		(41,2)	(1410)				
5. V. 77		(39,3)	(1460)				
7. V. 77		53,0	1200				
9. V. 77		42,2	1390				
28. V. 77		45,3	1330				

Р. Муя — д. Таксимо

4. V. 67	26,5	1645
18. VI. 70	18,9	1760
10. IV. 71	98,3	630
11. VI. 71	23,6	1685
15. VI. 71	15,2	1830
4. IV. 72	100	510
7. IV. 72	97,5	550
8. IV. 72	98,3	540
13. IV. 72	93,9	610
1. V. 72	76,9	900
5. V. 72	63,1	1100
7. V. 72	68,3	1010
8. V. 72	67,0	1040
14. V. 72	58,6	1175
15. V. 72	53,4	1265
17. V. 72	61,8	1125
20. V. 72	46,3	1370
21. V. 72	27,3	1630
25. V. 72	35,6	1520
18. VI. 72	22,1	1710
19. VI. 72	23,3	1695
21. VI. 72	23,2	1690
23. VI. 72	17,6	1785
28. VI. 72	11,6	1890
2. VII. 72	12,4	1870
3. VII. 72	13,7	1860
3. VII. 72	9,8	1930
11. IV. 73	93,6	620
7. V. 73	65,3	1070
10. V. 73	56,2	1215
3. VI. 73	35,9	1520
4. VI. 73	27,5	1630
5. VI. 73	27,4	1630
16. VI. 73	15,2	1825
25. VI. 73	1,4	2200

Дата	Степень покрытия водосбора снегом, %	Высота снеговой линии, м	Дата	Степень покрытия водосбора снегом, %	Высота снеговой линии, м
1	2	3	1	2	3
17. IV. 74	95,4	590	4. V. 77	50,0	1320
23. IV. 74	90,3	680	5. V. 77	50,9	1300
26. IV. 74	85,4	760	7. V. 77	58,1	1185
29. IV. 74	73,1	940	9. V. 77	43,3	1400
30. IV. 74	71,8	960	19. V. 77	39,3	1470
1. V. 74	77,4	880	20. V. 77	32,6	1560
2. V. 74	74,0	930	28. V. 77	40,6	1460
14. V. 74	69,9	990	31. V. 77	36,1	1515
17. V. 74	67,9	1020	2. VI. 77	29,4	1600
18. V. 74	65,5	1070	4. VI. 77	23,8	1680
20. V. 74	63,7	1090	28. VI. 77	12,1	1880
26. V. 74	54,5	1245	10. IV. 78	92,8	630
28. V. 74	(42,4)	(1430)	20. IV. 78	79,6	855
29. V. 74	52,7	1275	23. V. 78	42,5	1430
2. VI. 74	44,1	1405	26. V. 78	41,5	1440
5. VI. 74	35,0	1525	27. V. 78	39,0	1480
7. VI. 74	28,5	1620	28. V. 78	43,0	1420
17. VI. 74	27,5	1630	29. V. 78	(25,4)	(1660)
19. VI. 74	20,6	1730	7. VI. 78	29,2	1600
21. VI. 74	21,9	1710	10. VI. 78	27,4	1630
26. VI. 74	20,2	1740	11. VI. 78	24,0	1680
27. VI. 74	18,7	1760	12. VI. 78	23,6	1690
29. VI. 74	18,7	1760	21. VI. 78	11,1	1900
30. VI. 74	13,9	1840	27. VI. 78	(14,2)	(1835)
3. IV. 75	69,9	990	16. VII. 78	13,4	1860
11. IV. 75	58,1	1180	18. VII. 78	18,8	1760
20. IV. 75	51,8	1290	1. VIII. 78	0	2731
22. IV. 75	62,4	1110			
15. V. 75	54,2	1250			
16. V. 75	48,3	1350			
17. V. 75	48,1	1350			
24. V. 75	48,0	1350			
7. VI. 75	21,5	1715			
10. IV. 76	60,5	1150			
15. IV. 76	66,9	1040			
29. IV. 76	61,4	1130			
4. V. 76	59,6	1160			
5. V. 76	51,8	1295			
5. V. 76	51,3	1300			
6. V. 76	49,9	1320			
11. V. 76	37,5	1500			
18. V. 76	44,2	1400			
25. V. 76	40,1	1460			
5. VI. 76	40,3	1455			
7. VI. 76	35,5	1520			
11. VI. 76	32,8	1560			
12. VI. 76	30,0	1600			
23. VI. 76	22,1	1710			
23. VI. 76	22,7	1700			
30. VI. 76	13,3	1860			
1. VII. 76	(18,9)	(1760)			
13. VII. 76	22,4	1700			
24. IV. 77	87,2	730			
3. V. 77	49,8	1325			
			4. V. 67	41,4	1390
			27. V. 70	47,6	1310
			1. V. 72	76,4	750
			5. V. 72	86,8	560
			7. V. 72	70,6	880
			8. V. 72	68,0	930
			8. V. 72	65,7	980
			14. V. 72	63,3	1020
			15. V. 72	62,2	1035
			2. VI. 72	46,7	1320
			3. VI. 72	42,4	1375
			17. VI. 72	38,6	1410
			18. VI. 72	29,3	1560
			18. VI. 72	29,6	1560
			19. VI. 72	32,7	1515
			19. VI. 72	32,9	1510
			19. VI. 72	30,9	1535
			21. VI. 72	21,0	1690
			28. VI. 72	11,5	1850
			2. VII. 72	12,5	1830
			3. VII. 72	7,2	1940
			5. V. 73	79,1	680
			9. V. 73	(79,9)	(660)
			10. V. 73	65,0	1000

р. Верхняя Ангара — с. Верхняя  
Займка

Дата	Степень покрытия водосбора снегом, %	Высота снеговой линии, м	Дата]	Степень покрытия водосбора снегом, %	Высота снеговой линии, м
1	2	3	1	2	3
12. V. 73	61,2	1055	6. V. 76	58,5	1110
3. VI. 73	41,3	1390	25. V. 76	52,8	1210
4. VI. 73	38,5	1420	25. V. 76	48,3	1290
5. VI. 73	32,6	1520	5. VI. 76	41,7	1380
16. VI. 73	21,2	1690	5. VI. 76	44,4	1350
23. IV. 74	94,4	480	7. VI. 76	36,3	1460
29. IV. 74	89,8	530	11. VI. 76	39,8	1400
30. IV. 74	85,0	570	23. VI. 76	(26,6)	(1600)
8. V. 74	78,8	690	23. VI. 76	21,5	1680
14. V. 74	78,8	690	26. VI. 76	19,9	1710
18. V. 74	76,7	750	30. VI. 76	15,8	1770
26. V. 74	62,0	1040	1. VII. 76	(23,8)	(1650)
28. V. 74	59,1	1100	13. VII. 76	12,7	1830
29. V. 74	(54,8)	(1180)	16. IV. 77	100	450
29. V. 74	58,5	1110	3. V. 77	59,1	1090
2. VI. 74	47,0	1320	5. V. 77	(47,4)	(1300)
13. VI. 74	30,7	1540	7. V. 77	56,5	1140
17. VI. 74	(33,4)	(1495)	19. V. 77	47,9	1300
17. VI. 74	28,5	1575	20. V. 77	43,2	1365
19. VI. 74	26,8	1600	28. V. 77	(54,3)	(1180)
21. VI. 74	30,7	1540	31. V. 77	40,2	1400
27. VI. 74	22,6	1670	4. VI. 77	29,0	1565
29. VI. 74	21,8	1680	4. VI. 77	27,5	1590
16. IV. 75	93,5	490	28. VI. 77	14,8	1800
18. IV. 75	88,1	540	7. VII. 77	5,1	1990
19. IV. 75	88,0	545	16. V. 78	64,7	1000
20. IV. 75	70,9	875	22. V. 78	66,2	965
13. V. 75	78,3	695	23. V. 78	44,1	1360
14. V. 75	67,7	940	26. V. 78	42,9	1370
15. V. 75	62,1	1040	27. V. 78	43,0	1370
16. V. 75	62,6	1030	28. V. 78	43,0	1370
17. V. 75	58,5	1110	29. V. 78	(32,8)	(1510)
24. V. 75	42,6	1370	3. VI. 78	34,2	1485
7. VI. 75	29,8	1555	12. VI. 78	27,2	1590
10. IV. 76	87,0	560	21. VI. 78	14,2	1800
15. IV. 76	92,6	500	16. VII. 78	16,7	1750
25. IV. 76	(91,2)	(515)	18. VII. 78	18,0	1740
29. IV. 76	77,8	720	19. VII. 78	10,6	1860
4. V. 76	62,1	1040	1. VIII. 78	2,4	2080

Примечания: 1. В скобках приведены сведения, сомнительные по различным причинам (некачественный снимок, дешифрирование по утреннему снимку с длинными тенями и пр.).

2. Высота снеговой линии определена с помощью гипсографических кривых.

Результаты определения по спутниковой информации сроков образования  
и схода снежного покрова на различных высотах речных водосборов Станового нагорья

р. Чара — с. Чара

Год	Даты образования разрушения устойчивого снежного покрова	Даты образования и схода снежного покрова на высоте, м абс.										Длительность периода образования схода снежного покрова, сут	Длительность бесснежного периода, сут
		709	1000	1200	1400	1600	1800	2000	2200	2600	3000		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1967	13. IV	—	—	—	—	04. V	20. V	4. VI	24. VI	30. VI	4. VII	—	—
1970	12. IV	—	—	22. V	1. VI	8. VI	16. VI	23. VI	26. VI	2. VII	7. VII	—	—
1971	6. IV	4. IV	21. IV	3. V	15. V	30. V	7. VI	16. VI	21. VI	27. VI	2. VII	90	—
1972	2. IV	8. IV	25. IV	14. V	20. V	4. VI	18. VI	1. VII	4. VII	9. VII	14. VII	98	—
	2. XI	2. XI	23. X	16. X	9. X	12. IX	1. IX	23. VIII	21. VIII	17. VIII	14. VIII	81	—
1972-73	24. III	28. III	6. V	16. V	29. V	3. VI	5. VI	14. VI	25. VI	28. VI	1. VII	96	31
	11. X	11. X	5. X	4. X	2. X	30. IX	29. IX	27. IX	24. IX	19. IX	15. IX	27	—
1973-74	28. IV	2. V	24. V	29. V	2. VI	16. VI	20. VI	3. VII	14. VII	15. VII	16. VII	76	76
	25. X	25. X	9. X	30. IX	21. IX	18. IX	16. IX	14. IX	12. IX	9. IX	(7. IX)	49	—
1974-75	3. IV	2. IV	21. IV	15. V	16. V	27. V	3. VI	9. VI	15. VI	27. VI	7. VII	97	53
1976	9. IV	3. IV	11. V	16. V	2. VI	14. VI	30. VI	7. VII	12. VII	20. VII	1. VIII	121	—
	4. X	4. X	3. X	3. X	25. IX	9. IX	5. IX	2. IX	31. VIII	26. VIII	25. VIII	41	—
1976-77	18. IV	17. IV	30. IV	7. V	9. V	17. V	13. VI	2. VII	6. VII	13. VII	17. VII	92	24
	21. X	21. X	14. X	6. X	28. IX	16. IX	9. IX	5. IX	3. IX	1. IX	(1. IX)	51	—
1977-78	23. III	8. IV	2. V	18. V	23. V	28. V	14. VI	18. VI	29. VI	2. VII	(6. VII)	90	46
	19. X	19. X	11. X	6. X	29. IX	17. IX	12. IX	8. IX	6. IX	2. IX	31. VIII	50	—
Среднее	4. IV	9. IV	2. V	15. V	22. V	2. VI	14. VI	24. VI	30. VI	5. VII	11. VII	94	46

Год	Даты образования разрушения устойчивого снежного покрова	Даты образования и схода снежного покрова на высоте, м абс.										Длительность периода образования схода снежного покрова	Длительность бесснежного периода, сут
		513	800	1000	1200	1400	1600	1800	2000	2200	2731		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1967	16. IV	—	—	—	—	—	3. V	5. VI	18. VI	21. VI	6. VII	—	
1970	19. IV	20. IV	28. IV	9. V	20. V	31. V	10. VI	20. VI	26. VI	1. VII	8. VII	80	
1971	20. IV	11. IV	15. IV	20. IV	30. IV	15. V	31. V	13. VI	18. VI	22. VI	3. VII	84	
1971-72	25. X	25. X	21. X	18. X	14. X	11. X	6. X	30. IX	25. IX	19. IX	(30. VIII)	57	
	11. IV	7. IV	27. IV	6. V	16. V	21. V	1. VI	24. VI	4. VII	7. VII	15. VII	100	58
1972-73	27. X	17. X	14. X	12. X	10. X	27. IX	8. IX	2. IX	30. VIII	29. VIII	25. VIII	54	
	31. III	(1. IV)	1. V	6. V	18. V	30. V	4. VI	15. VI	21. VI	24. VI	29. VI	90	41
1973-74	27. X	23. X	11. X	7. X	5. X	2. X	30. IX	27. IX	24. IX	21. IX	14. IX	40	
	18. IV	12. IV	27. IV	15. V	25. V	28. V	6. VI	29. VI	3. VII	6. VII	13. VII	93	77
1974-75	12. X	12. X	5. X	1. X	26. IX	21. IX	16. IX	15. IX	14. IX	12. IX	9. IX	34	
	3. IV	2. IV	4. IV	22. IV	13. V	26. V	2. VI	10. VI	16. VI	21. VI	5. VII	95	58
1976	10. IV	3. IV	5. IV	15. IV	5. V	20. V	13. VI	28. VI	17. VII	18. VII	24. VII	113	
1976-77	16. X	16. X	13. X	11. X	9. X	6. X	5. IX	3. IX	1. IX	31. VIII	30. VIII	48	
	19. IV	17. IV	25. IV	28. IV	30. IV	9. V	2. VI	11. VI	1. VII	4. VII	11. VII	86	37
1977-78	21. X	21. X	17. X	12. X	9. X	5. X	10. IX	9. IX	9. IX	8. IX	7. IX	45	
	19. IV	7. IV	18. IV	30. IV	12. V	21. V	7. VI	18. VI	29. VI	1. VII	5. VII	90	58
Среднее	21. X	19. X	14. X	10. X	7. X	2. X	18. IX	14. IX	12. IX	10. IX	4. IX	46	
	13. IV	9. IV	20. IV	30. IV	12. V	22. V	5. VI	17. VI	27. VI	30. VI	9. VII	92	55

Год	Даты образования разрушения устойчивого снежного покрова	Даты образования и схода снежного покрова на высоте, м абс											Длительность периода образования схода снежного покрова	Длительность бесснежного периода, сут
		450	600	800	1000	1200	1400	1600	1800	2000	2200	2608		
1967	18. IV	—	—	—	—	—	5. V	22. V	12. VI	25. VI	1. VII	9. VII	—	55
1970	29. IV	21. IV	30. IV	6. V	13. V	22. V	31. V	10. VI	20. VI	27. VI	2. VII	8. VII	79	
1971	21. IV	12. IV	20. IV	25. IV	2. V	10. V	20. V	3. VI	14. VI	21. VI	27. VI	6. VII	86	
1971-72	31. X	31. X	27. X	21. X	14. X	9. X	3. X	28. IX	24. IX	17. IX	11. IX	30. VIII	63	
	19. IV	18. IV	24. IV	1. V	12. V	25. V	12. VI	20. VI	26. VI	4. VII	9. VII	14. VII	88	
1972-73	31. X	31. X	28. X	25. X	22. X	18. X	3. X	9. IX	1. IX	28. VIII	26. VIII	25. VIII	68	
	18. IV	12. IV	2. V	7. V	10. V	22. V	3. VI	10. VI	19. VI	25. VI	30. VI	9. VII	89	
1973-74	2. X	2. X	30. IX	29. IX	27. IX	26. IX	24. IX	23. IX	21. IX	20. IX	18. IX	15. IX	18	
	26. IV	20. IV	3. V	20. V	26. V	31. V	8. VI	19. VI	4. VII	9. VII	13. VII	18. VII	90	
1974-75	14. X	14. X	12. X	9. X	7. X	4. X	2. X	29. IX	27. IX	11. IX	10. IX	7. IX	38	
	15. IV	13. IV	19. IV	19. IV	15. V	19. V	28. V	11. VI	19. VI	27. VI	3. VII	13. VII	92	
1976	11. IV	11. IV	30. IV	2. V	6. V	25. V	5. VI	23. VI	3. VII	10. VII	16. VII	28. VII	110	
1976-77	18. X	18. X	17. X	16. X	15. X	13. X	11. X	9. X	4. X	31. VIII	26. VIII	26. VIII	54	
	24. IV	17. IV	20. IV	25. IV	1. V	9. V	31. V	3. VI	28. VI	7. VII	12. VII	18. VII	93	
1977-78	6. X	6. X	4. X	29. IX	27. IX	23. IX	21. IX	10. IX	9. IX	8. IX	8. IX	7. IX	30	
	19. IV	20. IV	29. IV	8. V	16. V	26. V	28. V	11. VI	21. VI	27. VI	30. VI	5. VII	77	
Среднее	17. X	17. X	15. X	12. X	9. X	6. X	1. X	23. IX	19. IX	9. IX	6. IX	3. IX	45	
	20. IV	16. IV	26. IV	3. V	11. V	21. V	1. VI	13. VI	23. VI	30. VI	5. VII	13. VII	89	

**РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ  
ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ЗАЛЕГАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА  
(В СУТКАХ) НА ВОДОСБОРАХ СТАНОВОГО НАГОРЬЯ**

Зима	Продолжительность залегания снежного покрова на высоте, м														
	450	510	600	710	800	1000	1200	1400	1600	1800	2000	2200	2600	2730	3000
р. Чара — с. Чара															
1972-73				146		195	212	232	264	277	295	308	315		321
1973-74				203		231	237	243	259	264	279	293	299		304
1974-75				159		194	227	238	251	260	268	276	291		303
1976-77				195		209	216	226	250	281	303	309	321		326
1977-78				169		200	224	237	254	277	286	299	304		308
Средняя				174		206	223	235	256	272	286	297	306		312
р. Муя — д. Таксимо															
1971-72		165			189	201	215	224	240	268	283	292			320
1972-73		166			199	206	220	245	269	286	295	299			308
1973-74		171			198	220	232	238	249	275	282	288			302
1974-75		172			181	203	229	247	259	268	275	282			299
1976-77		183			194	199	203	215	270	281	303	307			315
1977-78		168			183	200	215	228	270	282	294	297			301
Средняя		171			191	205	219	233	260	277	289	294			308
р. Верхняя Ангара — с. Верхняя Заимка															
1971-72	170		180		193	211	229	253	266	276	291	302	319		
1972-73	163		186		194	200	216	243	274	291	301	308	318		
1973-74	200		215		233	241	247	257	269	286	292	298	306		
1974-75	181		189		192	220	227	238	255	265	289	296	309		
1976-77	181		185		191	198	208	232	242	267	310	320	326		
1977-78	196		207		221	231	245	249	274	285	292	295	301		
Средняя	182		194		204	217	229	245	263	278	296	303	313		

### ХАРАКТЕРИСТИКИ СТОКА ОТ СНЕГОТАЯНИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РАСЧЛЕНЕНИЯ ГИДРОГРАФА ДЛЯ РЕК СТАНОВОГО НАГОРЬЯ

Характеристика	Год										Средний	Наименьший (ранняя)	Наибольший (поздняя)
	1967	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14

р. Муя — д. Таксимо.  $F = 9900 \text{ км}^2$

Объем стока $W \text{ км}^3$	0,80	0,83	1,34	0,91	0,68	1,37	1,11	1,04	1,33	0,96	1,04	0,68/1973	1,37/1974
Слой стока $y \text{ мм}$	80,8	83,8	135	91,9	68,7	138	112	105	134	97,0	105	68,7/1973	138/1974
Модуль стока $M \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2)$	9,48	10,7	18,0	10,9	9,46	19,5	15,6	10,9	17,4	13,8	13,6	9,46/1973	19,5/1974
Средний расход $Q_{\text{ср}} \text{ м}^3/\text{с}$	93,9	106	178	108	93,7	193	155	108	172	137	134	93,7/1973	193/1974
Максимальный расход $Q_{\text{макс}} \text{ м}^3/\text{с}$	383	338	842	521	431	480	394	577	792	722	548	338/1970	842/1971
Дата $Q_{\text{макс}}$	21.VI	22.VI	11.VI	25.VI	6.VI	5.VI	9.VI	13.VI	17.VI	10.VI	14.VI	5.VI.74	25.VI.72
Период стока $T \text{ сут}$	98	91	87	97	84	82	83	111	89	81	90	81/1967	111/1976
Начало стока	2.IV	21.IV	16.IV	18.IV	16.IV	1.V	21.IV	11.IV	21.IV	23.IV	18.IV	2.IV.67	1.V.74
Конец стока	9.VII	21.VII	12.VII	24.VII	9.VII	22.VII	13.VII	31.VII	19.VII	13.VII	17.VII	9.VII.67	31.VII.76
Доля снегового стока в годовом $W_{\text{сн}}/W_{\text{год}} \%$	19,0	23,5	28,5	36,4	16,1	36,5	29,8	34,6	38,3	24,6	28,7	16,1/1973	38,3/1977

р. Верхняя Ангара — с. Верхняя Займка.  $F = 20600 \text{ км}^2$

Объем стока $W \text{ км}^3$	2,88	3,55	3,62	2,81	2,70	3,85	3,65	3,14	3,05	3,01	3,23	2,70/1973	3,85/1974
Слой стока $y \text{ мм}$	140	172	176	136	131	187	177	152	148	146	157	131/1973	187/1974
Модуль стока $M \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2)$	16,5	18,3	20,1	14,0	16,5	22,0	19,0	14,5	16,2	17,6	17,5	14,0/1972	22,0/1974

Характеристика	Год										Сред- ний	Наименьший (ранняя)	Наиболь- ший (поздняя)
	1967	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Средний расход $Q_{\text{ср}}$ м <sup>3</sup> /с	340	377	414	288	340	454	391	298	333	363	360	288/1972	454/1974
Максимальный расход $Q_{\text{макс}}$ м <sup>3</sup> /с	766	1183	1245	985	1051	1085	976	960	1219	1090	1056	766/1967	1245/1971
Дата $Q_{\text{макс}}$	28.VI	29.VI	17.VI	1.VII	15.VI	10.VI	13.VI	28.VI	27.VI	24.VI	22.VI	10.VI.74	1.VII.72
Период стока $T$ сут	98	109	101	113	92	98	108	122	106	96	104	92/1973	122/1976
Начало стока	20.IV	12.IV	20.IV	9.IV	20.IV	1.V	11.IV	12.IV	21.IV	19.IV	18.IV	9.IV.72	1.V.74
Конец стока	27.VII	30.VII	30.VII	31.VII	21.VII	7.VIII	28.VII	12.VIII	5.VIII	24.VII	31.VII	21.VII.73	12.VIII.76
Доля снегового стока в годовом $W_{\text{сн}}/W_{\text{год}}$ %	31,0	45,0	35,5	39,1	29,1	45,6	40,3	39,5	46,1	33,9	38,5	29,1/1973	46,1/1977
р. Чара — с. Чара. $F = 4150 \text{ км}^2$													
Объем стока $W$ км <sup>3</sup>	0,34	0,44	0,51	0,35	0,33	0,70	0,56	0,70	0,68	0,61	0,52	0,33/1973	0,70/1974, 1976
Слой стока $y$ мм	81,9	106	123	84,3	79,5	169	135	169	164	147	126	79,5/1973	169/1974, 1976
Модуль стока $M$ л/(с · км <sup>2</sup> )	11,3	14,3	19,7	11,1	13,1	25,5	18,0	18,5	22,0	25,1	17,9	11,1/1972	25,5/1974
Средний расход $Q_{\text{ср}}$ м <sup>3</sup> /с	46,8	59,5	81,6	46,1	54,2	106	74,6	76,9	91,1	104	74,1	46,1/1972	106/1974
Максимальный расход $Q_{\text{макс}}$ м <sup>3</sup> /с	114	245	251	137	165	248	195	221	241	268	208	114/1967	268/1978
Дата $Q_{\text{макс}}$	22.VI	14.VI	6.VI	9.VI	7.VI	8.VI	27.V	24.VI	19.VI	7.VI	14.VI	27.V.75	24.VI.76
Период стока $T$ сут	83	85	72	88	70	76	87	105	87	68	82	68/1978	105/1976
Начало стока	21.IV	21.IV	28.IV	22.IV	28.IV	5.V	16.IV	21.IV	1.V	5.V	26.IV	16.IV.75	5.V.74, 78
Конец стока	13.VII	15.VII	9.VII	19.VII	7.VII	20.VII	12.VII	4.VIII	27.VII	12.VII	17.VII	7.VII.73	4.VIII.76
Доля снегового стока в годовом $W_{\text{сн}}/W_{\text{год}}$ %	24,5	31,0	29,1	30,7	21,8	42,2	30,9	34,8	37,0	29,3	31,1	21,8/1973	42,2/1974

**СВЕДЕНИЯ О СКОРОСТИ ПОДЪЕМА СНЕГОВОЙ ЛИНИИ  
В ПЕРИОД СНЕГОТАЯНИЯ НА ВОДОСБОРАХ СТАНОВОГО НАГОРЬЯ**

Год	Скорость подъема снеговой линии, м/сут					Относительная скорость подъема снеговой линии, м/(°С·сут)	
	за весну (с 20.IV)	20-30.IV	1.V-30.VI	позже 30.VI	в зоне максимальных снегозапасов	за весну (с 1.V)	в зоне максимальных снегозапасов
1	2	3	4	5	6	7	8

**р. Верхняя Ангара — с. Верхняя Займка**

1967	23	56	19	46	11	1,6	1,3
1970	28	20	23	61	22	(3,2)	1,8
1971	24	20	20	48	18	2,1	1,7
1972	24	20	22	43	20	4,0	1,5
1973	27	12	27	46	25	(4,8)	1,7
1974	23	15	18	43	18	4,0	1,5
1975	24	16	23	37	18	2,2	1,4
1976	20	30	16	26	16	2,3	1,2
1977	20	35	13	34	12	2,2	1,0
1978	33	24	24	88	22	3,5	1,6
Средняя	25	25	20	47	18	(3,0)	1,5

**р. Чара — с. Чара**

1967	25	40	14	107	10	2,0	1,4
1970	30	12	25	78	28	(3,5)	2,2
1971	29	18	25	100	23	3,1	2,1
1972	24	10	16	64	14	(4,9)	1,5
1973	36	8	29	167	32	(8,8)	2,4
1974	24	4	21	46	18	(3,0)	1,5
1975	28	10	29	40	32	3,0	2,9
1976	17	2	18	30	22	4,0	1,6
1977	24	33	16	51	14	3,0	1,3
1978	32	13	21	110	24	4,8	(1,5)
Средняя	27	15	21	79	22	(4,0)	1,8

**р. Муя — д. Таксимо**

1967	26	70	13	56	12	1,4	1,6
1970	29	24	23	67	26	(3,0)	2,4
1971	28	28	26	46	20	2,7	1,4
1972	23	18	17	50	13	3,4	1,3
1973	33	20	30	90	26	(2,6)	1,7
1974	26	26	16	63	18	2,9	1,3
1975	23	10	25	40	32	2,2	2,3
1976	12	11	9	31	13	1,4	1,0
1977	24	62	12	60	12	2,0	0,9
1978	24	15	18	104	15	3,1	1,5
Средняя	25	28	19	61	19	(2,5)	1,5

Примечание. Зоны максимальных снегозапасов для водосборов р. Верхняя Ангара — с. Верхняя Займка 1400—1800 м, р. Муя — д. Таксимо 1500—1900 м, р. Чара — с. Чара 1600—2000 м.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абальян Т. С. Исследование распределения и схода снежного покрова в горах по материалам аэрофотосъемки в опытном бассейне р. Варзоб (Средняя Азия). — В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Вып. 7. Л., 1976, с. 364—372.
2. Атлас Иркутской области. — Москва, Иркутск: ГУГК, 1962. — 182 с.
3. Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская область). — Москва, Иркутск: ГУГК, 1967. — 176 с.
4. Афанасьев А. Н. Водные ресурсы и водный баланс бассейна оз. Байкал. — Новосибирск: Наука, 1976. — 238 с.
5. Барыгин В. М. Подземные воды Воркутинского района. — М.: Изд-во АН СССР, 1953. — 106 с.
6. Белявский Л. И., Козлова Л. В. К вопросу о геологогеоморфологическом дешифрировании в пределах Алданского щита и его северного и южного обрамлений. — В кн.: Методы дешифрирования аэрофотоматериалов при геологических исследованиях. М., 1964, с. 52—61.
7. Бетин В. В. Радиационный метод съемки температуры воды с самолета. — Сборник работ Ленинградской ГМО, 1968, вып. 5, с. 108—146.
8. Бефани Н. Ф., Калинин Г. П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. — Л.: Гидрометеиздат, 1965. — 440 с.
9. Василенко Н. Г., Херсонский Э. С. О коэффициентах паводочного стока рек центрального участка БАМа. — Труды ГГИ, 1978, вып. 254, с. 42—53.
10. Верболов В. И. и др. Гидрометеорологический режим и тепловой баланс озера Байкал/В. И. Верболов, В. М. Сокольников, М. Н. Шимараев — М., Л.: Наука, 1965. — 373 с.
11. Водные ресурсы рек зоны БАМ/Под ред. А. И. Чеботарева, Б. М. Доброумова. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 272 с.
12. Вострякова Н. В., Комлев А. М. Об оценке динамики снежного покрова для прогнозов весеннего половодья в Горном Алтае по данным спутниковых наблюдений. — Труды ГГИ, 1976, вып. 237, с. 32—40.
13. Вострякова Н. В. О возможности применения спутниковых данных для прогноза стока весеннего половодья верхней Оби. — Труды ЗСРНИГМИ, 1976, вып. 22, с. 24—29.
14. Вострякова Н. В. Опыт анализа телевизионной информации метеорологических спутников для гидрологических прогнозов. — В кн.: Географические проблемы при сельскохозяйственном освоении Сибири. Новосибирск, 1977, с. 83—86.
15. Вострякова Н. В. Применение спутниковой информации для расчета и прогноза талого стока в горном бассейне. — В кн.: Международный семинар социалистических стран по дистанционному зондированию Земли из космоса «Исследование водных ресурсов и их загрязнения»: Тезисы докл. Л., 1979, с. 26—28.
16. Временные методические рекомендации по использованию спутниковой информации в оперативной практике гидрометслужбы: Оценка ледовой обстановки озер и водохранилищ. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 42 с.
17. Временные методические рекомендации по использованию спутниковой информации в оперативной практике: Картирование снежного покрова. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 78 с.
18. Денисов Ю. М. Схема расчета гидрографа стока горных рек. — Л.: Гидрометеиздат, 1965. — 103 с.
19. Заплатин М. А. Чара. — М.: Мысль, 1964. — 144 с.

20. Зверев А. С. Туманы и их предсказание. — Л.: Гидрометеоздат, 1954. — 74 с.

21. Керша В. О. Обработка изображения с помощью электронных аналоговых устройств. — Геодезия и аэрофотосъемка, 1974, № 6, с. 53—56.

22. Коломыц Э. Г. Снежный покров и снежные заносы на автотрассе Могоча — Чара. — В кн.: Вопросы географии Забайкальского Севера. М., 1964, с. 85—112.

23. Коломыц Э. Г. Особенности географии снежного покрова в восточной части Станового нагорья. — В кн.: Геокриологические условия Забайкальского Севера. М., 1966, с. 55—67.

24. Коломыц Э. Г. Снежный покров горно-таежных ландшафтов севера Забайкалья. — М.; Л.: Наука, 1966. — 184 с.

25. Комаров В. Д. и др. Модель формирования снежного покрова и поступления воды на поверхность горного бассейна/В. Д. Комаров, В. М. Мухин, А. Я. Полуниин. — Труды ГМЦ, 1976, вып. 163, с. 38—57.

26. Комаров В. Д. и др. Трансформация слоя поступления воды на поверхность горного бассейна в расходы воды в замыкающем створе/В. Д. Комаров, В. М. Мухин, Л. Е. Агранович — Труды ГМЦ, 1976, вып. 163, с. 58—73.

27. Копалиани З. Д., Ромашин В. В. Проблемы русловой динамики горных рек. — Труды ГГИ, 1970, вып. 183, с. 81—98.

28. Копалиани З. Д., Цхададзе В. С. Типы речных русел Западной Грузии. — Труды ГГИ, 1972, вып. 195, с. 20—32.

29. Копанев И. Д. Снежный покров на территории СССР. — Л.: Гидрометеоздат, 1978. — 182 с.

30. Королев В. М. Возможности использования микрофотометрирования для изучения шероховатости пойм. — Труды ГГИ, 1975, вып. 205, с. 55—61.

31. Кудрицкий Д. М. и др. Основы гидрографического дешифрирования аэрофотоснимков/Д. М. Кудрицкий, И. В. Попов, Е. А. Романова — Л.: Гидрометеоздат, 1956. — 344 с.

32. Кузнецов А. С. Наледи и полыньи на Северо-Востоке СССР. — Сборник работ по гидрологии, 1961, № 2, с. 72—86.

33. Куприянов В. В., Прокачева В. Г. Спутниковая информация и изучение вод суши. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 176 с. — (Труды ГГИ. Вып. 238).

34. Куприянов В. В., Прокачева В. Г. Спутниковая информация в гидрологических исследованиях: Обзор. — Обнинск, 1979. — 66 с.

35. Ладейщиков Н. П., Шоцкий В. П. Туманы на Байкале. — Известия Вост.-Сиб. отдела Географического общества СССР, 1960, т. 59, вып. 1, с. 39—54.

36. Ламакин В. В. По берегам и островам Байкала. — М.: Наука, 1965. — 191 с.

37. Лукашенко Г. М. Устройство для определения отметок урезов воды при аэрогидрометрических работах. — Геодезия и картография, 1976, № 5, с. 35—39.

38. Материалы наблюдений на озерах и водохранилищах (дополнение к гидрологическим ежегодникам). Т. 7. Вып. 2—4. Иркутск.

39. Метеорологические ежемесячники. Ч. 2. Вып. 22. Новосибирск.

40. Методические рекомендации по измерению расходов воды рек аэрометодами. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 133 с.

41. Методические указания управлениям гидрометслужбы № 72: Определение поверхностных скоростей течения (расходов воды) рек с помощью аэрофотосъемки и фотосъемки с берега./ Под ред. Г. М. Лукашенко. — Л.: Гидрометеоздат, 1966. — 112 с.

42. Невяжский И. И. Некоторые вопросы использования аэрофотоснимков для изучения природных комплексов центральной Якутии. — Вестник МГУ, Сер. геогр., 1962, № 1, с. 43—49.

43. Огородников Б. И. Некоторые наблюдения за снежным покровом на Кодаре. — Вестник научной информации Забайкальского филиала Географического общества СССР, 1976, № 6, с. 37—46.
44. Осокин И. М. География снежного покрова востока Забайкалья. — Чита, 1969. — 192 с. — (Записки Забайкальского филиала географического общества СССР. Вып. 33).
45. Осокин Н. И. Опыт составления карты продолжительности залегания снежного покрова по данным искусственных спутников Земли. — В кн.: Материалы, глянцол. исслед.: Хроника, обсуждения. Вып. 28. М., 1976, с. 125—128.
46. Писарский Б. И., Rogozin A. A. Применение аэрометодов для оценки наледного стока — Водные ресурсы, 1975, № 2, с. 61—63.
47. Подземный сток на территории СССР/Под ред. Б. И. Куделина. — М.: Изд-во МГУ, 1966. — 300 с.
48. Попов И. В. Деформации речных русел и гидротехническое строительство. — Л.: Гидрометеоздат, 1969. — 363 с.
49. Преображенский В. С. Наледные поляны Станового нагорья. — Ботанический журнал, 1959, т. 44, вып. 6, с. 816—819.
50. Преображенский В. С. Кодарский ледниковый район (Забайкалье). — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — 74 с.
51. Природные условия освоения севера Читинской области. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 126 с.
52. Протасьева И. В. Аэрометоды в геокриологии. — М.: Наука, 1967. — 195 с.
53. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики. — Л.: Гидрометеоздат.  
Т. 16. Вып. 3. 1973.  
Т. 17. 1972.
54. Руководство по гидрологическим прогнозам. Вып. 3: Прогнозы стока горных рек/Под ред. А. Н. Важнова. — М.: Гидрометеоздат, 1963. — 294 с.
55. Синюгина Е. Я. Применение аэрофотоснимков при изучении некоторых особенностей рельефа Патомского нагорья. — Труды ЦНИГРИ, 1960, вып. 30, с. 176—188.
56. Ситникова М. В. и др. Оценка средних расходов воды за вегетационный период на основе динамики снежного покрова по спутниковым снимкам/М. В. Ситникова, Б. К. Царев, В. Ю. Чернов. — В кн.: Международный семинар социалистических стран по дистанционному зондированию Земли из космоса «Исследование водных ресурсов и их загрязнения»: Тезисы докл. Л., 1979, с. 24—25.
57. Соколов Б. Л. Наледи и речной сток. — Л.: Гидрометеоздат, 1975. — 190 с.
58. Голстихин О. Н. О возможности использования площадей наледей для ориентировочной оценки ресурсов подземных вод (на примере Верхояно-Колымской складчатой области). — В кн.: Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., 1966, с. 74—88.
59. Голстихин О. Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. — Новосибирск: Наука, 1974. — 164 с.
60. Гопчиев А. Г. Особенности применения аэрокосмической информации при исследовании наледей центрального участка трассы БАМ. — Реферативный сборник № 57, серия Картография. М.: ОНТИ ЦНИИГАиК, 1978, с. 37—41.
61. Гопчиев А. Г. Космические методы исследований наледей. — В кн.: Полевые исследования наледей. Л., 1980, с. 55—64.
62. Харшан А. А. Долгосрочные прогнозы стока горных рек Сибири. — Л.: Гидрометеоздат, 1970. — 210 с. — (Труды ГМЦ. Вып. 65).
63. Черногоров В. П. Аэрофотосъемка снежного покрова в верховьях р. Ангрэн для гидрологических целей — Л.: Гидрометеоздат, 1966. — 128 с.

64. Чижев А. Н. и др. Применение радиолокационного метода при измерении толщины ледяного покрова рек, озер и водохранилищ/А. Н. Чижев, В. Г. Глушнев, Б. Д. Слуцкер, В. В. Бородулин—Труды ГГИ, 1977, вып. 245, с. 3—29.

65. Штюрмер Ю. А. Кодар—Чара—Удокан. Северное Забайкалье.—М.: Физкультура и спорт, 1969.—110 с.

66. Aul I. S., Fjollliott P. F. Use of areal snow cover measurements from ERTS-1 imagery in snowmelt runoff relationships in Arizona.—In: Operational applications of satellite snowcover observations. NASA-SP-391.—Wash. D. C., 1975, p. 103—112.

67. Gloersen P., Salomonson V. V. Satellites—new global observing techniques for ice and snow.—J. Glaciol., 1975, vol. 15, N 73, p. 373—389.

68. Grenfell T. C., Maykut G. A. The optical properties of ice and snow in the Arctic basin.—J. Glaciol., 1977, vol. 18, N 80, p. 445—463.

69. Handbook of techniques for satellite snow mapping/I. C. Barnes, C. I. Bowley.—ERT Doc. N 0407—A, 1974.—108 p.

70. Jakus E., Tanczer T. Az olvadásból származó vízhozam, meghatározása a Duna bécsi szelvényére műholdképek felhasználásával.—Időjárás, 1975, vol. 79, N 6, p. 325—336.

71. Ødegard H. A., Østrem G. Application of satellite data for snow mapping.—Rap. N 9. 77. Vassdragsdirektoratet Hydrol. Avdeling. Oslo, 1977.—61 p.

72. Rango A., Salomonson V. V. Employment of satellite snow cover observations for improving seasonal runoff estimates.—In: Operational applications of satellite snow cover observations. NASA-SP—391.—Wash. D. C. 1975, p. 117—174.

73. Rango A., Salomonson V. V., Foster J. L. Seasonal streamflow estimation in the Himalayan Region employing meteorological satellite snowcover observations.—Water Resour. Res., 1977, vol. 13, N 1, p. 109—112.

74. Rango A., Hannaford I. F., Rosenzweig M., Brawn A. I. Snowcovered area utilization in runoff forecasts.—J. Hydraul. Div. Proc. ASCE, 1979, vol. 105, N HI 1, p. 53—66.

75. Thompson A. G. Utilization of Landsat monitoring capabilities for snowcover depletion analysis.—In: Operational applications of satellite snowcover observations. NASA-SP-391.—Wash. D. C., 1975, p. 113—127.

76. Weiss Morris Water surface temperature measurement using airborne infrared techniques.—Proc. 13-th Conf. Gr. Lakes Res., Buffalo, pt. 2, Ann Arbor, 1970, p. 978—989.