

УДК 556.5/551.328/556.124.048
ББК 26.222.82
М26

Посвящается памяти исследователя,
учителя и руководителя экспедиционных работ
по изучению наледей
СОКОЛОВУ Борису Леонидовичу

Марков М. Л., Василенко Н. Г., Гуревич Е. В.

М26 Наледи зоны БАМ: Экспедиционные исследования. — СПб.: Нестор-История, 2016. — 320 с.

ISBN 978-5-4469-1013-7

Монография содержит результаты многолетних экспедиционных исследований наледей Южной горной тайги Восточной Сибири, проведенных Государственным гидрологическим институтом в зоне хозяйственного освоения трассы БАМ. Основное внимание уделено результатам работ, проведенных экспедицией ГГИ в период с 1976 по 1983 год на наледном полигоне «Мурурин», расположенном в Верхне-Чарской котловине, в 65 км к северу от г. Чара. В исследованиях использованы материалы аэрофотосъемок наледей зоны хозяйственного освоения трассы БАМ, выполненных ГГИ в процессе гидрометеорологического обеспечения проектирования и строительства БАМ. Представлены обобщенные результаты специализированных режимных наблюдений на наледях Верхне-Чарской котловины, а также результаты авиадесантных, аэровизуальных работ по исследованию наледей. Изложены сведения о природных условиях образования наледей, методике получения и обработки исходной информации, определении характеристик наледей, а также схемы расположения наледей и таблицы с основными характеристиками каждой зафиксированной наледи.

Книга рассчитана на специалистов в области гидрологии, гидрогеологии — научных работников, инженеров-проектировщиков, экологов, а также студентов и аспирантов в данной области знания.

УДК 556.5/551.328/556.124.048
ББК 26.222.82

Markov M. L., Vasilenko N. G., Gurevich E. V. Icing fields of the BAM zone: expeditionary investigations. — SPb.: Nestor-History, 2016. — 320 pages.

The monograph contains the results of long-term expeditionary investigations of icing fields of the Southern mountain taiga in Eastern Siberia, conducted by the State Hydrological Institute in a zone of economic development of the BAM route. The main focus is the results of work conducted by the SHI expedition in the period from 1976 to 1983 on the «Mururin» ice mounded polygon, located in the Upper-Chara basin (65 km to the north of Chara city). Aerial photo survey of icing fields in the areas of economic development of the BAM route were used in the researches, executed by the SHI in the framework of hydrometeorological support of the BAM design and construction. The generalized results of specialized regime observations on the ice blisters of the Upper-Chara basin are performed, as well as the results of airborne, aerovisual investigations of icing fields. Information about natural conditions icing fields formation, methodology for obtaining and processing the initial information, the definition of the icing fields characteristics, as well as the scheme of icing fields location and tables with the basic characteristics of each recorded icing field are provided.

The book is intended for specialists in the field of hydrology, hydrogeology — scientists, engineers-designers, ecologists, as well as for undergraduate and graduate students in the given field of knowledge.

ISBN 978-5-4469-1013-7



© М. Л. Марков, Н. Г. Василенко, Е. В. Гуревич, 2016
© Издательство «Нестор-История», 2016

ПРЕДИСЛОВИЕ

Экономическое освоение восточных районов страны приводит к значительному росту водопотребления, возрастают масштабы гидротехнического и водохозяйственного строительства. Это предопределяет решение ряда неотложных задач по совершенствованию методов изучения водных ресурсов, их учета, рационального использования и охраны. В Сибири и районах Дальнего Востока решение этих вопросов особо актуально, поскольку формирование водного режима и водных ресурсов здесь происходит в специфических условиях (суровый климат, глубоко-расчлененный рельеф, многолетняя мерзлота, наледи, повышенная сейсмичность, интенсивные склоновые процессы, циклоническая деятельность и другие негативные природные факторы).

Выполнение экспедиционных работ в данном районе было продиктовано необходимостью более полного гидрологического обеспечения строительства трассы и последующего хозяйственного освоения прилегающих к трассе БАМ районов. Среди сложных природных условий, затрудняющих решение инженерных и хозяйственных задач, наледные явления занимают особое место.

Наледи представляют собой опасное природное явление, оказывающее вредное, часто разрушающее воздействие на инженерные сооружения. Наибольший вред наледи причиняют автомобильным и железным дорогам, газопроводам и нефтепроводам. Нередки случаи, когда на наледных участках почти ежегодно приходится перестраивать мосты, менять водопропускные сооружения, осуществлять капитальный ремонт дорожного покрытия и пр. Большой вред наледи приносят гидротехническим сооружениям, промышленным и гражданским зданиям, санитарно-техническим коммуникациям и т. п. Необходимость защиты инженерных сооружений от воздействия наледей и наледных процессов приводит к большим затратам средств, материалов, техники и рабочего времени.

Наледи играют существенную гидрологическую и гидрогеологическую роль. Зимой они уменьшают речной и подземный сток, аккумулируют значительную часть ресурсов поверхностных и подземных вод в виде льда, а в теплое время года талые воды наледей являются дополнительным источником питания рек. Наледные процессы оказывают большое влияние на водный режим водотоков (уровни, расходы воды), изменяя его по длине наледных рек, на химический состав речных вод, сток наносов. Наледи участвуют в формировании морфологии, микроклимата и растительности речных долин, состава и строения рыхлых отложений. По объему

наледных вод оценивают запасы пресных подземных вод, по характеру распространения наледей судят о мерзлотно-гидрогеологическом и геотектоническом строении местности, наличии некоторых полезных ископаемых и т. п.

В работе представлены результаты комплексных гидрометеорологических исследований, выполненных экспедицией Государственного гидрологического института в период с 1976 по 1983 год на Чарском наледном полигоне «Мурурин», сведения о наледях бассейнов рек Чары, Муи, Верхней Ангары и обследованным в разные годы 13 районам Северо-Востока. Приведены данные о наледях подземных вод, ежегодно формирующихся в естественной природной обстановке на одних и тех же местах в пределах наледных полей. Эти данные получены на единой методической основе путем дешифрирования аэрофотоснимков по разработанным надежным дешифровочным признакам и уточнены в процессе работ по материалам наземных обследований в речных бассейнах. Представленные материалы по параметрам наледей однородны по точности.

Систематизация сведений о наледях так называемой зоны освоения БАМ позволяет решить широкий круг научных и практических задач, стоящих перед многочисленными производственными, проектно-изыскательскими и научно-исследовательскими организациями различных министерств и ведомств.

ВВЕДЕНИЕ

Для районов распространения многолетнемерзлых пород одной из характерных природных особенностей территории является широкое распространение наледей, представляющих собой массивы слоистого льда, формирующиеся зимой за счет атмосферных, речных и подземных вод на поверхности горных пород, почв, льда, в крупных полостях земной коры и руслах рек. Наледообразование является одним из результатов проявления своеобразных природных условий территории, на которой распространены многолетнемерзлые породы. При этом наледи, как часть географической среды, оказывают влияние на природную среду и играют существенную роль в жизни человека.

В основе наледных процессов лежат многофакторные закономерности, находящиеся на стыке гидрологии, метеорологии, теплофизики, гидрогеологии, метеорологии, мерзлотоведения и других природных наук. Режим формирования наледей в зимний период — процесс дискретный, поскольку речные, грунтовые и подземные воды поступают на поверхность пульсирующим излиянием. Эти излияния могут происходить в разных частях наледи, хотя, как правило, основной излив вод происходит в одних и тех же местах. Замерзая, излившаяся вода формирует слоистое наледное тело. Наледи речных вод разрушаются в сравнительно короткие периоды весеннего половодья (с ледоходом или без него). Крупные наледи подземных вод и особенно наледи в горах могут быть многолетними, не стаявая полностью в течение теплого сезона года. Размеры наледей изменяются от года к году, в зависимости от гидрометеорологических условий осеннего и зимнего сезонов. Границы распространения наледных явлений по территории России точно выделить практически невозможно, поскольку различные типы и виды наледей встречаются не только в районах распространения многолетнемерзлых пород, но и в районах глубокого сезонного промерзания почв, грунтов, горных пород. Поскольку распространенность наледей определяется комплексом природных условий, распределение их по территории чрезвычайно неравномерно. Хотя в целом можно отметить, что распространение наледей по территории подчиняется широтной зональности и высотной поясности в соответствии с общими закономерностями зональных изменений природных условий.

Основные направления в исследовании наледей сводятся к решению ряда основных обозначенных ниже задач:

- изучение закономерностей территориального распространения наледей;
- исследование физических закономерностей развития наледных процессов во времени (годовой, многолетний циклы);
- разработка методов расчета наледного питания и наледного стока;
- разработка методов противоналедной борьбы при эксплуатации инженерных сооружений.

Несмотря на более чем 100-летнюю историю изучения наледей, наледные процессы и явления зоны БАМ изучены слабо. Практически отсутствуют количественные характеристики распространения и режима даже крупных наледей различного происхождения. В многочисленных публикациях часто рассматривается качественная сторона формирования наледей подземных вод во времени и по территории, их приуроченность к определенным элементам рельефа, геологического строения, зависимость от мерзлотных и гидрогеологических условий и пр. на основе небольшого объема данных полевых наблюдений, носящих эпизодический характер.

Для обеспечения проектирования и строительства БАМа, освоения прилегающих территорий, в период с 1976 по 1985 год был проведен широкий комплекс работ по исследованию наледей в этом и прилегающих районах организациями системы Росгидромета. В частности, под руководством ГГИ работы выполнялись комплексной Байкало-Амурской экспедицией ГГИ, отрядами Иркутского, Забайкальского, Якутского и Дальневосточного УГМС. В данной монографии использованы результаты полевых работ и выполненных по ним обобщений сотрудниками экспедиции БАМ Дейкиным Б. Н. и Колотаевым В. Н., материалы аэрофотосъемок, выполненные аэрокосмической лабораторией ГГИ под руководством Усачева В. Ф. и Прокачевой В. А. а также неопубликованные разработки руководителя всех этих работ Б. Л. Соколова.

Отзывы и замечания просим направлять по адресам
2014mml@gmail.com
vasilenko79@gmail.com

ТЕРМИНЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Наледь — слоистый ледяной массив на поверхности земли или льда (речного, озерного), образовавшийся при замерзании природных и техногенных (хозяйственных, промышленных) вод.

Наледные процессы — процессы образования, развития и разрушения наледей: излияние вод, формирующих наледь, их растекание по поверхности, замерзание этих вод на поверхности, кристаллизация, метаморфизм наледного льда, его стаивание, разрушение.

Наледные воды — воды, участвующие в формировании наледей, и воды, образующиеся при их таянии (наледообразующие, талые наледные, подналедные, внутриналедные).

Наледная поляна — участок земной поверхности, покрываемый наледным льдом.

Наледное ложе — поверхность наледной поляны.

Наледный цикл — продолжительность времени от даты зарождения наледи до ее полного исчезновения. Различают годовой и многолетний циклы. Во внутригодовом наледном цикле выделяют период образования и период разрушения (таяния) наледи.

Расход питания наледи — объем поверхностных и (или) подземных вод, формирующих наледь(и) в единицу времени (л/с, м³/с).

Слой нарастания (льда) — повышение поверхности наледи зимой за промежуток времени (мм/сут, см/сут, м/сут).

Кора таяния — поверхностный слой льда, преобразованный (разрыхленный) в результате воздействия солнечной радиации и талых наледных вод.

Водоотдача наледи(ей) — уменьшение объема наледи в теплый период года в пересчете на объем воды за расчетный период вследствие таяния льда и разрушения его водными потоками (л/с, м³/с, мм).

Слой стаивания (льда) — понижение поверхности наледи при таянии в теплое время года за фиксированный промежуток времени (мм/сут, см/сут, м/сут).

Водная эрозия (наледей) — разрушение наледного льда водными потоками. Различают поверхностную и боковую водную эрозию. Поверхностная эрозия происходит в результате плоскостного смыва льда при сплошном стекании талых, дождевых и речных вод по поверхности наледи и при формировании стока на наледных полянах в виде микроручейковой сети. Боковая эрозия начинается после того, как водные потоки прорежут наледь до основания.

Механическое разрушение (наледей) — обрушение глыб и кусков льда под собственной тяжестью при боковой эрозии наледей водными потоками.

Наледный сток — перемещение талых наледных вод по наледи и в русловой сети бассейна; часть речного или подземного стока, сформированного талыми наледными водами.

Наледное питание рек — поступление талых наледных вод в поверхностные водотоки.

Наледное регулирование стока (речного и подземного) — перераспределение во времени части речных и подземных вод, аккумулированных наледями: внутри-годовое — с холодного на теплый сезон; многолетнее — от года к году.

Коэффициент наледности территории (относительная наледность) — отношение суммарной площади наледей ($\sum F$) к площади изучаемого района (F).

Коэффициент наледности водотока — отношение суммарной длины наледей к общей длине участка реки.

Плотность распределения наледей вдоль русла — вычисляется как отношение количества наледей к общей длине участка реки.

Слой наледного стока — отношение суммарных запасов воды в наледях к площади рассматриваемого речного бассейна (мм).

НАЛЕДИ И ИХ СВЯЗЬ С ПРИРОДНОЙ СРЕДОЙ

Вследствие большого разнообразия типов вод, формирующих наледь, форм и размеров наледных массивов, мест их образования, продолжительности формирования и т. п., наледи классифицируют по различным признакам. Классификация наледей по размерам приведена в таблице 1.1. Численные значения площади заданы, а соответствующие им значения толщины и объема получены осреднением по большой совокупности наледных массивов. Следует отметить, что вследствие особенностей строения наледных полей связь между морфологическими характеристиками наледей не является однозначной, а носит статистический характер. Действительные значения средней мощности и объема льда изменяются в некоторых пределах около средних величин, приведенных в табл. 1.1. [Соколов Б. Л., 1975]. В частности, в узких горных долинах толщина, следовательно и объем наледей, в конце зимы может быть в 1,5–2 раза больше, а на широких и плоских днищах долин межгорных впадин во столько же раз меньше указанных значений.

Таблица 1.1.

Классификация наледей по размерам

Категория	Размер наледи, наименование	Диапазон площадей наледи, м ²	Диапазон средних мощностей, м	Диапазон объемов наледи, м ³
I	очень малые	<1×10	<0,78	<0,78×10 ³
II	малые	1×10 ³ — 1×10 ⁴	0,78–1,00	0,78×10 ³ — 1×10 ⁴
III	средние	1×10 ⁴ — 1×10 ⁵	1,00–1,32	1×10 ⁴ — 1,32×10 ⁵
IV	большие	1×10 ⁵ — 1×10 ⁶	1,32–1,75	1,32×10 ⁵ — 1,75×10 ⁶
V	очень большие	1×10 ⁶ — 1×10 ⁷	1,75–2,40	1,75×10 ⁶ — 2,4×10 ⁷
VI	гигантские	>1×10	>2,40	>2,40×10 ⁷

В зоне освоения трассы БАМ размеры наледей подземных вод изменяются от очень малых до очень больших, при средней площади порядка 0,4 км². Гигантские наледи площадью более 10 км² в этом районе чрезвычайно редки. Самая большая наледь в исследуемом районе расположена на реке Калар, на высоте 1120 м абс. Площадь этой наледи в конце каждой зимы составляет в среднем 14,9 км², при средней (расчетной) мощности льда 2,40 м, объеме наледи 35,6 млн м³, протяженности порядка 27,2 км, средней ширине 0,55 км. Наиболее широкая наледь подземных вод выявлена на реке Нижний Ингамакит. Ее ширина достигает 1,3 км. Речные наледи имеют самые разнообразные размеры. В годы с благоприятными условиями для формирования речных наледей, слоистый наледный лед нередко покрывает реки сплошным ледяным панцирем на протяженности десятков и сотен километров. Ширина наледей этого типа больше ширины русел рек в среднем в 1,5–2 раза, но

в предельных случаях может в 10–15 раз превышать ширину русла реки. Мощность (толщина) наледей в среднем составляет порядка 0,4 м, но на отдельных участках может достигать 3–5 м.

Общепринятая генетическая классификация наледей еще не разработана. Дискуссии по этому вопросу продолжают и сопровождаются появлением различных классификационных построений. Основная причина такого положения заключается в том, что в подавляющем большинстве случаев наледи формируются взаимосвязанными природными водами разных типов. Оценка доли участия вод каждого типа обычно представляет весьма трудную задачу даже при постановке специальных наблюдений. В настоящее время практически все исследователи убеждены в том, что питание больших и гигантских наледей осуществляется смешанными водами — над- и подмерзлотными. Ни надмерзлотные воды в чистом виде, ни глубинные источники подмерзлотных вод сами по себе, взятые в отдельности, не в состоянии сформировать необычайно емкие водоносные массивы горных пород и незамерзающие тарынные ключи, дебиты которых к концу зимы измеряются десятками, сотнями, а иногда и тысячами литров в секунду [Швецов П. Ф., 1968]. В таликах речных долин происходит смешение подземных вод различных типов с речными водами. В этом заключается основная трудность подразделения наледей по генезису наледобразующих вод. Поэтому только в отдельных случаях можно однозначно определить природу вод, формирующих наледи. Чаще это невозможно, и не только по данным аэро- и космических снимков, но и на основе наземных наблюдений. К настоящему времени недостаточно четко типизированы подземные воды криолитозоны, которые в подавляющем большинстве случаев тесно взаимосвязаны, динамичны во времени, часто замещают друг друга и вместе с речными водами представляют единую гидродинамическую систему. Типизация наледей по происхождению формирующих их вод еще далека от завершения. Возможно, что она вообще не выполнима, по крайней мере до тех пор, пока при создании классификаций не будут установлены количественные критерии отнесения наледей к тому или иному типу образующих их вод. По источникам питания можно относительно уверенно классифицировать лишь образующие наледь воды, а не сами наледи. Проиллюстрируем высказанные соображения следующими примерами. В формировании наледей практически всех типов участвуют снег (зимой) и талые снеговые воды (весной), причем их доля может достигать 30–50 %. Наледи на реках (на речном льду и частично на пойменных участках) формируются не только речными, но и грунтовыми водами. В свою очередь, зимний речной сток сформирован подземными водами, поэтому выделение наледей речных вод по крайней мере неопределенно. Наледи ниже ледников питаются не только ледниковыми, но и подземными водами. В составе озерных вод, формирующих наледи соответствующего типа, содержатся речные, над- и подмерзлотные подземные воды и т. п.

Первую генетическую классификацию наледей в 1932 году предложил Н. И. Толстихин, выделив наледи речных вод; наледи подземных вод (над-, меж- и подмерзлотных), ключевые и грунтовые; наледи смешанных вод (речных и подземных). Авторы последующих классификаций уточняли, детализировали, отбрасывали или вводили другие типы и виды наледей по мере накопления новых материалов, запросов практики и научных исследований, при трансформации взглядов на природу наледобразующих вод и процессы наледобразования. При этом

наледобразующие воды подразделялись в предположении, что каждому их типу соответствуют собственный механизм наледобразования, условия залегания льда, морфологические особенности и другие генетические признаки. В табл. 1.2 приведена одна из последних классификаций, которая отражает некоторую усредненную позицию большинства авторов классификационных схем наледей [Романовский Н. Н., 1983].

Таблица 1.2.

Классификация наледей по источникам питания (по Н. Н. Романовскому)

Тип наледи	Вид наледи
Поверхностных вод — гидрогенный	— речных вод — вод ручьев — озерных вод — морских вод — талых снеговых вод — талых ледниковых вод
Подземных вод — гидрогенный	— верховодки и вод сезонно-талого слоя — грунтовых вод (вод грунтово-фильтрационных таликов, сквозных и несквозных) — подземных напорных вод глубокого (часто подмерзлотного) стока — смешанных подземных вод (грунтовых вод и вод глубокого стока)
Смешанных поверхностных и подземных вод — гетерогенный	— озерных вод и подземных вод глубокого стока — озерных и грунтовых вод — речных и грунтовых вод — речных, грунтовых и вод глубокого стока

Образование наледей — сложный и пока недостаточно изученный гидрогеофизический процесс, реализующийся в определенных условиях природной среды. Генезис и механизм формирования наледей разных типов и видов имеет как общие, так и специфические черты. Общей для всех наледей является дискретность их развития во времени и в пространстве. Слоистая структура льда, сформированного водами, формирующими наледь, отличает их от природного льда других типов. Для возникновения и дальнейшего развития наледи необходимы источник воды и условия, приводящие к периодическому появлению водной массы на каком-либо твердом основании (поверхности земли, льда, инженерных сооружений и пр.). При отсутствии одной из этих причин наледь не образуется.

В настоящее время образование наледей рассматривается как реакция саморегулирующейся водной системы криолитозоны на внешнее воздействие (климат) [Соколов Б. Л., 1977, 1983, 1986]. Наледи возникают в условиях превышения скорости промерзания поверхностных и подземных водных объектов (водоносных горных пород, водотоков и водоемов) над интенсивностью сработки запасов воды, накопленных в предшествующий теплый период года. В широком географическом смысле существование природных систем криолитозоны на данном этапе их исторического развития в определенной степени обеспечивается образованием наледей — одного из элементов этих систем. Сложный комплекс прямых и обратных связей наледей с природной средой свидетельствует о том, что они являются

одновременно и следствием, и причиной гидрогеотермических, в том числе гидрологических, процессов в суровых климатических условиях. По существу наледи представляют особую форму оледенения территории многолетней мерзлоты, носящего преимущественно сезонный характер. Их развитие тесно связано с другими формами оледенения и отражает термодинамическое состояние криосферы как водообменной системы. Эти достаточно общие закономерности наледных явлений реализуются особым образом при формировании наледей разных типов и видов. Рассмотрим только наледи подземных и речных вод, которые наиболее широко распространены в зоне БАМ, в наибольшей степени затрудняют хозяйственную деятельность и играют ведущую роль в формировании водных ресурсов и гидрологического режима рек.

Наиболее детальную характеристику условий формирования наледей подземных вод на примере наледей центральной части зоны БАМ дал В. Е. Афанасенко, основываясь на анализе соотношения между фильтрационными свойствами вмещающих пород и размерами притока подземных вод по периметру речных долин [Афанасенко В. Е., Дюнин В. И., 1983]. Фильтрационные свойства пород определяют геоморфологические, гидрогеологические, мерзлотные, гидрометеорологические, тектонические и другие природные условия. Разгрузка подземных водных объектов, сопровождающаяся образованием наледей, происходит на тех участках, где приток подземных вод в каком-либо сечении долины превышает пропускную способность заполняющих ее рыхлых отложений. На основе анализа условий и закономерностей формирования более 800 наледей подземных вод В. Е. Афанасенко подразделил их на четыре типа, средние характеристики которых различны (табл. 1.3).

Таблица 1.3.

Типы наледей подземных вод и их средние характеристики
в центральной части зоны БАМ

Тип наледи	Средние значения морфологических характеристик наледей			Средняя площадь водосбора, км ²	Коэффициент наледности
	Площадь, км ²	Мощность*, м	Объем*, тыс. м ³		
I	0,04	1,35	61,8	21,3	0,35
II	0,10	1,44	160,3	71,8	0,28
III	0,36	1,63	609,0	36,0	1,38
IV	0,58	1,56	1082,0	198	0,90

Примечание: мощность и объем рассчитаны по методике Б. Л. Соколова, исходя из площади каждой наледи.

Тип I. Наледи грунтовых вод сезонно-талого слоя, дренируемых местной эрозионной сетью.

Эти наледи образуются преимущественно на малых водотоках непосредственно в днищах долин и реже на склонах водосборов при разгрузке грунтовых вод экзогенной трещиноватости и аэрации коренных пород в пределах сезонно талого слоя (СТС) почво-грунтов и таликов. Естественные ресурсы подземных вод СТС мощностью более 2–3 м практически полностью срабатываются к середине зимы. При

этом значительная их часть аккумулируется в наледях (Алданское плоскогорье, Олекмо-Чарское нагорье, Мокло-Нюкжинское междуречье и др.) В пределах Алданского плоскогорья модули наледообразования составляют 18–23 л/с км², возрастая южнее Станового хребта с более мягкими мерзлотными условиями в 1,7–2 раза.

Тип II. Наледи грунтовых вод несквозных подрусовых и подозерных таликов, разгружающихся непосредственно через рыхлые отложения.

Наледи этого типа формируются устойчивыми подрусовыми и пойменными грунтово-фильтрационными потоками или водами бассейнов в аккумулятивных отложениях долин с площадью водосбора до 100 км². Мощность рыхлых пород, подстилающих русла рек, нередко превышает 20–30 м, а их динамические запасы обеспечивают формирование наледей на протяжении всей зимы. К марту-апрелю наледный процесс неоднократно прерывается и возобновляется вновь, что связано с истощением большей части динамических запасов подземных вод, возрастанием криогенных напоров, сработкой динамических, а затем и статических запасов. Существовавший в начале зимы гидравлически единый подрусовой поток, питающий наледь, разобщается на ряд изолированных ванн. Нередко наледи этого типа образуются на участках уменьшения сечения подрусового потока и изменения его гидравлического режима вследствие различного рода подземных барражей. Это наблюдалось в ряде долин хребтов Удокан, Северо-Дырдинского, кряжа Зверева, притоках второго и третьего порядков рек Тимптон, Нюкжа, Алдан, Олекма и др. На формировании наледей этого типа сказывается и регулирующая роль озер и вод несквозных подозерных таликов под ними (кряж Зверева, хребты Удокан, Калар, Северо- и Южно-Дырдинский, Верхне-Чугинское плоскогорье и др.). Для Алданского и Олекмо-Чарского плоскогорий модули наледообразования составляют 6–8 л/с км², уменьшаясь до 3,8–4,5 л/с км² к югу от Станового хребта.

Тип III. Наледи напорных вод подмерзлотного стока, разгружающихся через гидрогенные и гидрогеогенные напорно-фильтрационные талики.

Такие наледи формируются постоянными и стабильными по режиму источниками подмерзлотных вод, которые группируются в основании склонов и днищах глубоко врезанных долин, на периферии горных массивов. Концентрация происходит по тектоническим разломам вблизи региональных дренажных систем, например в долинах боковых притоков рек Олекмы, Алдана, Тимптона, Нюкжи, Сутама и др. Многие региональные разломные зоны, к которым приурочено большое количество наледей, имеют собственные названия: Южно-Чульманская, Становая, Дырдинская, Имангрская, Тонкинская, Южно-Становая, Тас-Юряхская, Тукурингская и др. Наледи рассматриваемого типа имеют большие размеры. Некоторые небольшие наледи формируются источниками минеральных и термоминеральных вод. На участках расчлененного альпинотипного рельефа (хребты Удокан, Кадар, Северо- и Южно-Дырдинский, частично Становой) формирование наледей подмерзлотных вод обусловлено современными сейсмотектоническими процессами. Сильные землетрясения приводят к изменению мерзлотно-гидрогеологической ситуации, в результате чего наледный процесс прекращается. «Мертвые» наледные поляны весьма характерны для зоны БАМ. Иначе говоря, смещения крупных блоков пород, сейсмологические и гравитационные процессы, залечивание и кольматация старых, обновление и раскрытие новых трещин в горных массивах приводят к исчезновению наледей в одних местах и их появлению в других.

Процесс наледеобразования обусловлен несовпадением подземных и поверхностных водоразделов. Часто большие и очень большие наледы формируются на водотоках с площадью водосбора менее 25 км². В бассейнах таких малых размеров огромные наледные массивы могут формироваться только за счет притока подмерзлотных вод из соседних речных бассейнов. Для северных предгорий хребта Зверева, Адданского плоскогорья, Олекмо-Чарского нагорья и хребта Удокан модуль наледеобразования составляет 30,5–38,5 л/с км². К югу от Станового хребта эти значения уменьшаются до 25,3–28,4 л/с км².

Тип IV. Наледи грунтовых вод несквозных подрусловых и подозерных грунтово-фильтрационных таликов и напорных вод подмерзлотного стока (наледы смешанных видов разгрузки).

Наледи этого типа достаточно широко распространены в зоне БАМ и имеют самые большие размеры. Часто они образуются на расстоянии 8–10 км ниже места разгрузки напорных подмерзлотных вод, которые смешиваются с грунтовыми водами подрусловых грунтово-фильтрационных или подозерных таликов. В течение зимы выходы наледеобразующих вод часто меняют свое местоположение, что ведет к образованию больших наледных полей. В пределах наледных полей нередко формируются гидролакколиты и ледяные бугры, часто целыми группами. В северных районах наледеобразующие источники обычно приурочены к морено-ригельным комплексам. Значения модуля наледеобразования изменяются от 1,5 до 9,5 л/с км².

Основной причиной образования наледей речных вод является уменьшение пропускной способности речного русла подо льдом. В результате возникает добавочный гидравлический напор, при котором пьезометрический уровень превышает верхнюю поверхность ледяного покрова. Увеличение напора подледного потока обусловлено различными причинами: перегрузкой льда снегом, нарастанием льда снизу, эпизодическими повышениями расходов воды. Речной поток и ледяной покров представляют собой саморегулирующуюся систему, в которой пропускная способность русла восстанавливается за счет прогиба ледяного покрова под действием его пластической деформации. При этом величина добавочного напора в любой момент времени соответствует состоянию равновесия этой системы. Время и место возникновения наледей речных вод определяется появлением трещин в ледяном покрове, через которые вода изливается на поверхность льда и формирует наледь. Такие отверстия возникают в виде термических трещин, трещин при изгибе ледяного покрова под действием напора, просачивания воды через грунт у береговой линии и в результате человеческой деятельности. Речные наледы могут быть приурочены также к местам концентрированных выходов грунтовых вод в русло реки, к местам растекания воды из береговых источников по поверхности ледяного покрова. Речные наледы наиболее детально изучил В. В. Кравченко на примере территории юга Восточной Сибири и, в частности, западной части зоны БАМ [Кравченко В. В., 1983, 1985.]. Среди наледей этого типа он выделил несколько разновидностей: наледы, образовавшиеся при внешних нагрузках на ледяной покров; наледы, сформировавшиеся при стеснении русла шугой, наледы, образующиеся при нарастании ледяного покрова, при увеличении водности реки, при промерзании подруслового потока, при разгрузке подземных вод, гидравлически не связанных с русловыми и подрусловыми потоками, наледы талых снеговых вод.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ НАЛЕДЕЙ ПО ТЕРРИТОРИИ ЗОНЫ ОСВОЕНИЯ БАМ

Характер распространения наледей по рассматриваемой территории обусловлен преимущественно мерзлотными и гидрогеологическими условиями, вызванными спецификой орографии территории. В местах с повсеместным распространением сплошной многолетней мерзлоты образуется относительно мало больших и гигантских наледей, поскольку талики, выводящие на поверхность подземные воды, достаточно редки. Существующие наледеобразующие источники, как правило, являются высокодебитными. При движении к югу, с ослаблением суровости климата, сменой сплошной мерзлоты на прерывистую, а затем на островную, количество наледей увеличивается, но их размеры становятся меньше [Абакуменко В. П. и др., 1980; Алексеев В. Р., Соколов Б. Л., 1980; Кравченко В. В., 1985; Дейкин Б. Н., Марков М. Л., 1983].

Наледи широко распространены в высокогорных районах с высокой тектонической и сейсмической активностью, большой расчлененностью рельефа, глубокими эрозионными врезами, повсеместным распространением многолетнемерзлых горных пород. Наиболее показательными являются районы Станового хребта и Станового нагорья. На территории Витимского плоскогорья и Витимо-Олекминского междуречья рельеф слабо расчленен, эрозионные врезы относительно невелики, а мерзлотно-гидрогеологическая обстановка менее благоприятна для образования наледей. В связи с этим в этом районе иной характер распространения наледей подземных вод. Как правило, здесь наледы подземных вод формируются в непосредственной близости от малодебитных источников питания и имеют небольшие размеры (до 0,2 км²). Обширные территории низкогорной части Калар-Калаканского междуречья, бассейнов рек Амалат, Каренги, Тунгира, Бамбуйки и правых притоков реки Нюкжи являются практически безналедными. Особенности природных условий наледеобразования позволили выделить три наледных района: северный, центральный и южный (рис. 2.1).

В северном районе, наиболее суровом по природным условиям, выявлено 332 наледы подземных вод, что составляет 19,9 % суммарной площади всех наледей или 10,3 % их общего количества и 21,3 % суммарного объема наледного льда (табл. 2.1). Площадь поверхности, приходящаяся на одну наледь, колеблется от 50 до 350 км²/наледь. Среднее значение площади наледей достигает 810 тыс. м². На части района площадью порядка 25 тыс. км² наледы практически отсутствуют. Это левобережье реки Витим — от устья реки Парама до устья реки Мамакан и правобережье Витима — от устья реки Бахтарнак до озера Орон. Это подтверждено аэровизуальным обследованием и материалами космического фотографирования территории в период с 1974 по 1985 год. Средняя высота местоположения наледей в условно выделенном северном районе составляет 900 м, среднее значение коэффициента вытянутости (отношение длины наледных массивов к их ширине) — 26.

Распределение количества наледей и их суммарной площади по высоте местности асимметрично (рис. 2.2), с максимумом площади в диапазоне высот 600–800 м, а количества — в диапазоне 800–1000 м.

Характер распределения наледей внутри бассейнов рек практически одинаков. Основная их масса сосредоточена в верхних и средних частях бассейнов, где наблюдаются наиболее благоприятные условия для разгрузки подземных вод. Наибольшей наледностью характеризуется территория, прилегающая к трассе Малого БАМа, от поселка Нагорный до города Чуйльман. Относительная наледность здесь составляет 3,8 %.

Центральный район характеризуется относительно высокой наледностью. В этом районе сосредоточено 1510 наледей, или 47,1 % их общего числа, 45,3 % суммарной площади и 48,8 % суммарного объема наледей центрального участка зоны БАМ. Самые большие наледи, площадью до 3–3,5 км², формируются в днищах межгорных впадин в бассейнах рек Верхней Ангары, Муи, Куанды и Чары. Широтное простираие хребтов Делюн-Уранского, Северо- и Южно-Муйского, Кодар и Удокан создает благоприятные условия для образования наледей. В этом условном районе самой низкой наледностью характеризуется восточный склон Байкальского хребта, древнейшего горного сооружения, сильно расчлененного тектоническими разломами, но со слабо обводненными гидрогеологическими структурами. Наледность бассейнов рек восточного склона Байкальского хребта (реки Рель, Тья, Горемыка) составляет 0,18 %. Наибольшее количество наледей в этом районе формируется в бассейне реки Верхняя Ангара, причем более 95 % их общего количества формируется в левобережной части бассейна. Порядка 25 % территории водосбора реки Ангары (правобережье) является безналедной.

При продвижении на восток увеличивается суровость геофизиологических условий, вследствие чего общее количество наледей уменьшается, но увеличивается количество очень больших наледей, площадью более 2–2,5 км². Наледность верховьев бассейна реки Чара составляет 1,03 %, а средней части водосборов (днища котловин) — 1,6 % [Каталог наледей, 1980, 1981, 1982].

Дистанционные методы исследования наледности Станового нагорья позволили уточнить ранее опубликованные данные по восточной части нагорья (табл. 2.2).

В долине реки Хани выявлена гигантская наледь, формирующаяся подземными водами. Разгрузка подземных вод здесь происходит через подрусловой сквозной талик, который на зимних и весенних аэрокосмических снимках маркируется польнейей длиной 200–250 м. Протяженность наледи около 25 км. Средняя высота местоположения наледей центрального района сравнительно небольшая и составляет порядка 1180 м. Большое количество наледей сосредоточено в днищах межгорных котловин, в частности в Верхне-Ангарской, Муйской, Куандинской и Чарской, имеющих абсолютные отметки днищ от 450 до 800 м. Как правило, днища этих котловин распластаны, поэтому коэффициент вытянутости этих наледей не превышает 20.

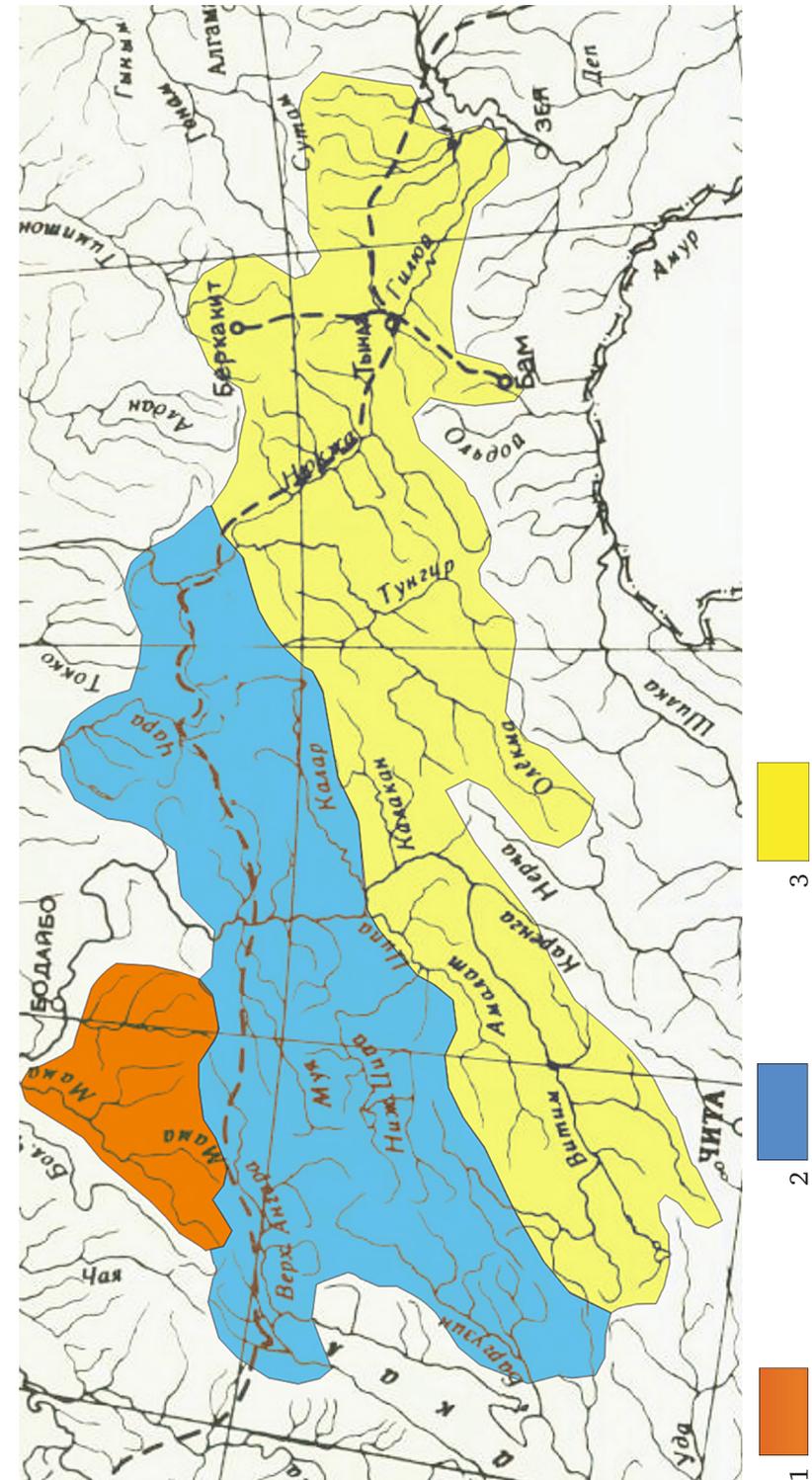


Рис. 2.1. Схема наледного районирования зоны освоения БАМ.

1. Ленская группа: Мамский, Мамаканский.
2. Верхне-Ангарская группа: Байкальская, Верхне-Ангарская, Баргузинская, Муйская, Куандинская, Чарская, Хантейская, Тимтоновская.
3. Витимская группа: Витимская, Олекминская, Нюкжымская, Гилейская

Таблица 2.1.
Характеристики наледности бассейнов рек западной и центральной частей зоны БАМ

Бассейн реки	Площадь водо-сбора, км ²	Количество наледей	Средняя высота наледей над уров-нем моря, м абс.	Коэффициент вытянутости, км ² /наледь	Площадь наледей, тыс. м ²	Площадь наледей, средняя, тыс. м ²	Наледность, %	Объем наледей, суммарный, тыс. м ³	Объем наледей, средний, тыс. м ³	Слой наледных вод, мм
Чая	1056	13	1130	15	7287	560	0,69	11968	922	81
Мама	18900	103	890	23	32115	311	0,17	48764	473	183
Мамакан	9460	27	890	25	21852	810	0,23	37294	1380	350
Чара (Горячий Ключ — Сень)	9541	129	860	30	61744	479	0,65	104103	807	74
Алакит	570	9	880	14	6264	696	1,09	11138	1240	63
Малый Бам (п. Нагорный — п. Чульман)	600	51	760	23	22515	442	3,75	35251	692	12
Всего по району	40127	332	900	19	151777	445	0,38	248536	750	120
Центральный район										
Восточный склон Байкаль-ского хребта	3703	30	710	16	6565	219	0,18	10176	339	123
Верхняя Ангара	21770	475	1300	16	67950	143	0,31	77600	163	46
Муя	10590	417	980	14	77300	186	0,73	125700	301	25
Куанда	8787	203	1080	16	51945	256	0,59	100222	493	43
Чара (верховье)	9650	220	1130	7	99900	454	1,03	171000	777	44
Олекма (631–356 км от устья)	9191	165	870	23	41810	252	0,45	85039	515	56
Всего по району	63691	1510	1010	15	345470	229	0,54	569737	377	42

Таблица 2.1. (Продолжение)

Бассейн реки	Площадь водо-сбора, км ²	Количество наледей	Средняя высота наледей над уров-нем моря, м абс.	Коэффициент вытянутости, км ² /наледь	Площадь наледей, суммарная, тыс. м ²	Площадь наледей, средняя, тыс. м ²	Наледность, %	Объем наледей, суммарный, тыс. м ³	Объем наледей, средний, тыс. м ³	Слой наледных вод, мм
Баргузин	4431	82	1240	22	14451	176	0,33	21377	261	4,2
Ципа	13933	128	1300	10	58413	456	0,42	102582	800	6,4
Калар	17400	74	1310	13	62953	850	0,36	121629	1643	6,1
Витим (до устья р. Киренги)	38143	69	1320	11	17047	261	0,05	21389	331	0,5
Олекма (до устья р. Нюкжа)	28523	169	760	11	12595	74	0,04	7994	47,3	0,3
Нюкжа	23910	254	630	12	35546	140	0,15	23823	93,8	0,9
Гиллой	23600	529	630	8	63145	119	0,27	47972	90,0	1,7
Всего по району	149940	1305	1030	12	265150	203	0,18	346766	266	2,0

Таблица 2.2.

Характеристики наледности отдельных котловин

Район	Площадь района, км ²	По материалам дистанционного зондирования		
		Количество наледей	Площадь наледей, км ²	Наледность, %
Чарская котловина	2260	98	42,0	1,9
Бассейн р. Сольбан	1890	62	13,5	0,7
Верхне-Каларская котловина	810	25	62,9	7,8
Бассейн р. Кемен	751	21	8,27	1,1
Бассейн р. Хани (верховье)	1740	35	23,7	1,4
Нижне-Ингамакитская котловина	120	1	2,8	2,3
				Встречаемость наледей, км ² /наледь
				23
				30
				32
				36
				50
				120

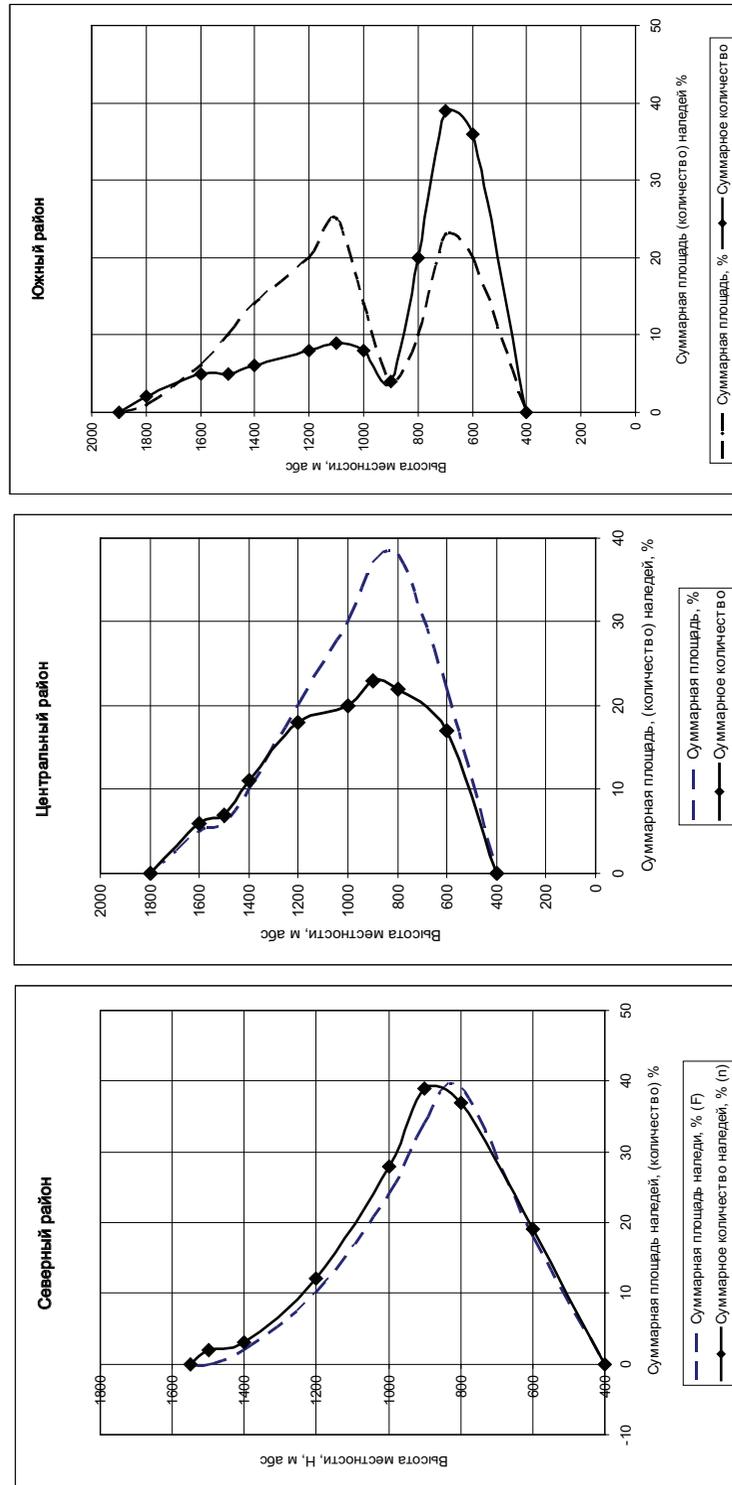


Рис. 2.2. Распределение суммарной площади (F) и количества наледей (n) по высоте местности, H м абс.

Распределение суммарной площади наледей центрального района по диапазонам высот асимметрично (рис. 2.2), с максимумом в интервале 700–900 м. Распределение количества наледей по высотам местности более равномерное: в диапазоне высот от 600 до 1400 м количество наледей изменяется от 16 до 22 % от их общего числа.

Южный район — самый большой по площади (150 тыс. км²), характеризуется значительной пестротой в распространении наледей. В этом районе выявлено 1305 наледных массивов, что составляет 40,7 % их общего количества, 34,8 % суммарной площади и 29,6 % суммарного объема. Наибольшее количество наледей формируется в пределах горных участков района — в бассейнах рек Калар, Баргузин, Верхняя Ципа, Гиллой. Наледность этих бассейнов колеблется от 0,3 до 0,4 %. Наименьшая наледность отмечается в бассейне реки Витим на участке водосбора от верховьев до устья реки Каренги и в междуречье рек Витим — Олекма (0,04–0,05 %). Наледи отсутствуют в бассейнах рек Амалат, Калакан, Каренга, Тунгир на общей площади территории порядка 35 тыс. км². Наиболее благоприятные условия для образования наледей отмечаются в районе Икатского хребта и северной части Олекмо-Нюкжинского междуречья. На этой территории сосредоточено более 700 наледей. Распределение суммарной площади и количества наледей по диапазонам высот в южном районе несколько иное по сравнению с двумя другими (рис. 2.2). На графике отчетливо выражены два максимума в распределении суммарной площади наледей в этом районе: 1-й в диапазоне 500–700 м, второй — 1000–1400 м. Это объясняется тем, что в бассейнах рек Нюкжа и Гиллой наледи расположены на средних высотах 630–650 м. Суммарная площадь наледей в этих двух бассейнах превышает 100 км², что составляет 51,2 % от общей площади наледей района. Второй максимум отмечается на высотах 1000–1400 м. Это бассейны рек Калар, Нижняя Ципа, со средней высотой местоположения наледей 1260–1310 м. Распределение количества наледей в южной зоне по высотам местности имеет один ярко выраженный максимум в диапазоне высот от 600 до 800 м. Выше, до 1800 м наледей значительно меньше и распределены они по высотам достаточно равномерно.

Наледность южного района, как и других районов, определяется тектонической активностью и степенью обводненности геологических структур. Примером может служить часть бассейна реки Олекмы. Бассейн находится в зоне интенсивного тектонического дробления Станового хребта. Обводненность слагающих бассейн гидрогеологических структур различается значительно. Максимальной наледностью характеризуются левые притоки реки Хани, а наледность правых притоков на порядок меньше (табл. 2.3).

Таблица 2.3.

Характеристика наледности бассейнов рек Калар и Олекма (631–356 км от устья)

Бассейн реки	Площадь водосбора, км ²	Количество наледей	Средняя высота наледей над уровнем моря, м абс.	Коэффициент вытянутости, км ² /наледь	Площадь наледей, суммарная, тыс. м ²	Площадь наледей, средняя, тыс. м ²	Наледность, %	Объем наледей суммарный, тыс. м ³	Объем наледей средний, тыс. м ³	Слой наледных вод, мм
Верхне-Каларская котловина	2176	25	1380	12	48858	1954	2,1	102472	4098	40,8
Катугин	1150	10	1340	16	5128	513	0,4	8902	890	6,7
Чукчуду	1132	14	1320	15	3069	219	0,2	4122	294	3,1
Биримьян	516	9	1290	32	3331	370	0,6	6838	760	2,8
Нижний Калар	12426	16	1210	16	2579	160	0,02	3727	232	0,3
Весь бассейн р. Калар	17400	74	1310	15	62965	851	0,35	126061	1703	6,3
Бассейн р. Олекма										
Имангра, Тас-Юрях (право-бережье Олекмы)	3761	38	610	21	6236	164	0,16	9937	262	2,3
Хани (верховье)	1740	50	1060	27	23673	475	1,36	52986	1058	26,4
Эвонокит	728	24	910	20	5797	241	0,80	9812	409	11,7
Аг-Бастаах	683	28	1010	24	5434	194	0,75	8669	310	11,0
Куранах	1490	15	670	24	1670	111	0,11	2436	162	1,4
Хани (весь бассейн)	7641	117	910	24	36574	313	0,79	73903	630	13,9
Олекма (631–356км)	8402	155	850	23	42810	276	0,51	83840	540	8,6

Абсолютная высота пояса наибольшего развития наледей и верхнего предела их распространения увеличивается от северной зоны к южной и от восточной части Станового нагорья к центральной (табл. 2.4). В этих же направлениях увеличивается и вертикальная мощность наледного пояса. В горах Станового нагорья верхний предел распространения наледей достигает 75 % абсолютных высот. В гольцовом высотном поясе (высота более 2100 м), вертикальная протяженность которого достигает 1000 м, наледи отсутствуют. Здесь мерзлотные и гидрогеологические условия неблагоприятны для обводнения горных пород [Афанасенко В. Б., Романовский Н. Н., 1976; Афанасенко В. Б., Дюнин В. И., 1983].

Характерной особенностью распределения наледей по площади бассейнов рек так называемого южного района является неравномерность в пределах одного бассейна. Наибольшей наледностью отличаются склоны северной и восточной экспозиций. Например, на западном склоне Икатского хребта наледность в три раза меньше, чем на восточном склоне.

Таблица 2.4.

Характеристика пояса наибольшего развития наледей Станового нагорья

Район	Пояс наибольшего развития наледей, м абс.	Высота верхней границы наледного пояса, м абс.	Вертикальная мощность наледного пояса, м
Северный	400–1500	1600	1000
Центральный	400–1800	1900	1200
Южный	400–2000	2000	1100–1200
Восточная часть Станового нагорья	400–1400	1500	800
Центральная часть Станового нагорья	400–2100	2100	1200

Исключение составляет восточный склон Байкальского хребта, так как из всех горных сооружений Предбайкалья и Забайкалья он отличается наименьшей наледностью (табл. 2.5). В высокогорных районах графики имеют два максимума в распределении средней площади наледей. Первый в диапазоне 600–800 м абс. (бассейны рек Мама, Мудирикан, межгорные котловины) и второй в диапазоне 1000–1200 м абс. (Северо-Муйский хребет, Баргузинский хребет). На востоке района, в бассейнах рек Олекма, Ньюжа, Гиллой, в связи с понижением рельефа распределение средних площадей наледей носит асимметричный характер, с максимумом в диапазоне высот 600–1000 м.

Наибольшее количество наледей сосредоточено на высотах 800–1000 м над уровнем моря (м абс.). На склонах горного обрамления Муйской и Чарской котловин,

восточного и западного склона Икатского хребта площадь и количество наледей по диапазонам высот распределены несколько иначе. Характер распределения наледей на склонах северной экспозиции Южно-Муйского хребта и склонах южной экспозиции Муяканского хребта практически одинаков — с одним максимумом суммарной площади и двумя максимумами в распределении количества наледей. Первый максимум приходится на высоты 700–900 м, являющиеся территорией массовой разгрузки подземных вод. На этих участках основные водотоки дренируют склоновые водоносные горизонты. Второй максимум отмечается на высотах, где в первую половину зимнего периода образуются наледи преимущественно надмерзлотных вод. Это, как правило, высоты 1200–1400 м абс. Много склоновых наледей образуется за счет разгрузки подмерзлотных вод, что особенно характерно для долин рек Муи и Муякана. В распределении наледей на склонах долин реки Муякана выделяются два максимума, на 700 м и 1300 м, причем на склоне южной экспозиции верхний максимум расположен на высоте 1000–1100 м, а на склоне северной экспозиции 1200–1300 м. Большая доля суммарной площади наледей на склоне северной экспозиции приходится на высоты 1200–1300 м. Количество наледей на склоне северной экспозиции Муяканского хребта меньше, но суммарная площадь наледей больше, чем на тех же высотах южного склона. Это обусловлено различием глубины эрозионного вреза рек Муи и Мудирикана в среднем на 100–150 м. Диапазон высот встречаемости наледей на склонах южной экспозиции составляет 400–1700 м, а на северной — 500–1600 м. Внешние и внутренние факторы наледообразования на склонах Муяканского хребта различны, что отчетливо выражается в количестве наледей и их суммарной площади (табл. 2.5).

В бассейне реки Мудирикан расположены конусы выноса восточных склонов Южно-Муйского хребта, поэтому гидрогеологические условия этого района несколько иные, что нашло отражение в характере распределения наледей по бассейну реки. Наибольшее количество и суммарная площадь наледей в этом бассейне сосредоточены на минимальных высотах, в местах разгрузки водоносных горизонтов. График является типичным для такого рода водосборов.

На склонах разной экспозиции горного обрамления Чарской котловины характер распределения наледей практически одинаков. В основном они формируются подмерзлотными водами через напорно-инфильтрационные талики зоны разломов Станового структурного шва. Водосбор верховьев реки Чары в этом смысле является уникальным, т. к. хребты Кодар и Удокан представляют собой горные массивы, расчлененные большим количеством зон дробления шириной до 25 км и длиной до 250 км.

Наледи днища котловин формируются постоянно действующими источниками напорных вод, имеют большие размеры и сосредоточены преимущественно в узком диапазоне высот. Характеристики наледей закономерно изменяются по высоте местности.

Таблица 2.5. Характеристика наледности склонов разной экспозиции Станового нагорья

Хребет, экспозиция	Площадь водосбора, км ²	Количество наледей	Средняя высота наледей над уровнем моря, м абс.	Коэффициент вытянутости, км ² /наледь	Площадь наледей, тыс. м ²	Площадь наледей, средняя, тыс. м ²	Наледность, %	Объем наледей суммарный, тыс. м ³	Объем наледей средний, тыс. м ³	Стой наледных вод, мм
Бассейн р. Муя										
Южно-Муйский (северная)	3590	123	1060	13	19860	162	0,55	29253	231	7,1
Муяканский (южная)	2070	87	1030	11	17227	200	0,83	27693	318	11,7
Муяканский (северная)	1070	47	1050	13	6503	139	0,61	8723	186	7,1
Северо-Муйский (южная)	765	60	970	14	3899	66	0,51	4193	71	4,8
Северо-Муйский (восточная)	2330	57	1050	13	21296	380	0,91	40710	716	15,2
Южно-Муйский (восточная)	1870	43	730	12	7848	182	0,42	10879	253	5,0
Бассейн р. Чара										
Кодар (южная)	2600	71	1030	17	26500	373	1,02	28500	400	9,0
Днище котловины	2100	51	760	10	33653	660	1,6	72600	1420	30,1
Удокан (северная)	4950	98	1060	13	41217	420	0,83	69900	714	12,3
Баргузин, Байкал										
Икатский (западная)	4430	82	1220	20	14709	179	0,33	22003	268	4,4
Икатский (восточная)	2590	69	1350	10	25988	376	1,0	43904	636	14,7
Баргузинский (северная)	3800	108	1360	14	28250	261	0,74	31820	294	7,4
Баргузинский (южная)	3030	55	1300	16	20446	371	0,68	33645	611	9,1
Байкальский (восточная)	2430	30	710	12	6984	233	0,28	10176	336	3,7

В частности, с увеличением высоты в целом уменьшается площадь наледей, они становятся более узкими и вытянутыми в длину (рис. 2.3).

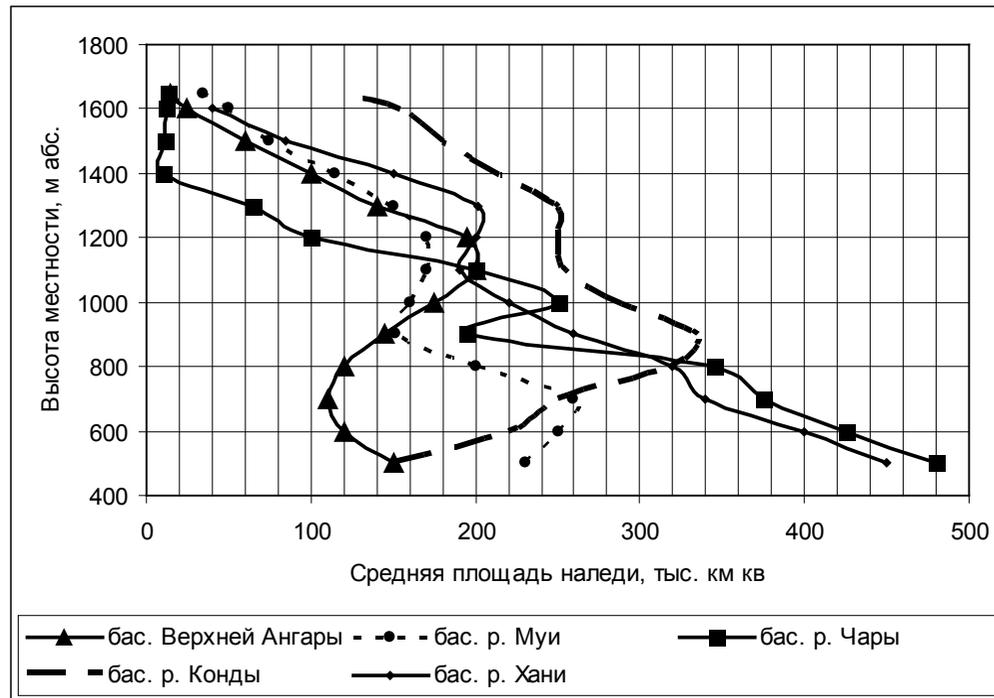


Рис. 2.3. Изменение средней площади наледей по интервалам высот различных бассейнов

На рассматриваемой территории морфологические характеристики наледей закономерным образом изменяются в широтном направлении в соответствии с изменением суровости климата, мерзлотной и гидрогеологической обстановки. «Наледным центром» является верхняя часть бассейна реки Чары (Верхнечарская котловина), где средняя площадь наледей составляет 0,45 км². В западном и восточном направлениях от этого бассейна значения средней площади уменьшаются. На западе — в бассейне реки Куанды она составляет 26 км², в бассейне Муи — 0,18 км², Верхней Ангары — 0,14 км². На востоке, в бассейне реки Ньюжи — 0,14 км², реки Гилюя — 0,12 км². В этих же направлениях увеличивается и доля малых наледей площадью от 5 до 100 тыс. м². Если в верховьях бассейна реки Чары доля малых наледей составляет 26 %, то в бассейне реки Муи достигает 56 %, Верхней Ангары — 66 %, в бассейне реки Гилюй — 60 %.

Кривые распределения вероятностей характеристик наледей по территории, в частности их площади, описываются биномиальным законом распределения с умеренной и большой асимметричностью (табл. 2.6). Соотношение коэффициентов асимметрии и вариации относительно устойчивы и колеблются в сравнительно небольшом диапазоне с модой, равной 2. На рассматриваемой территории

площадью 0,4 млн км² зафиксировано 3205 наледей подземных вод суммарной площадью 762 км² и суммарным объемом наледей порядка 1,2 км³. Наледность территории в целом составляет 0,18 %, изменяясь по бассейнам рек почти в 100 раз, от 0,04 до 3,47 %. В высокогорных частях бассейнов она нередко превышает 5–7 %.

Таблица 2.6. Параметры кривых распределения площади (F) наледей

Наледный район	Бассейн реки	Статистические параметры				
		F ₀ , тыс. м ²	Cv	Cs	Cs/Cv	
Северный	Мамакан	810	0,63	0,35	0,55	
	Мама	650	1,05	2,05	1,95	
Центральный	Чарская группа	Хани	260	2,34	7,56	3,24
		Калар	320	2,49	5,12	2,05
		Чара (среднее течение)	450	1,24	2,45	1,98
		Чара (верховье)	450	1,31	2,56	1,91
		Куанда	260	1,54	4,44	2,88
	Муйская группа	Витим (верховье)	260	2,58	4,52	1,75
		Ципа	470	1,59	3,70	2,33
		Бассейны Байкальского хребта	220	1,44	3,58	2,48
		Баргузин	180	1,23	3,02	2,46
		Верхняя Ангара	140	1,05	8,42	4,10
	Муя	180	1,82	5,52	3,03	
Южный	Витимкан	40	0,52	0,39	0,74	
	Олекма	80	1,35	3,25	2,40	
	Ньюжа	140	1,19	2,32	1,95	
	Гилюй	120	0,98	2,97	3,03	

Представление о распределении наледности по территории района дает рисунок 2.1. Карта-схема построена по значениям наледности для квадратов со стороной 50 км, т. е. площадью 2500 км². Плавное изменение характеристики по территории свидетельствует о том, что на данном уровне генерализации наледи,

как дискретные образования, объединены в единую наледную систему по аналогии с наледями Северо-Востока России [Толстихин О. Н., 1974]. Характер изменения наледности по территории отражает и изменение ее по высоте местности, как представлено на рисунке 2.4.

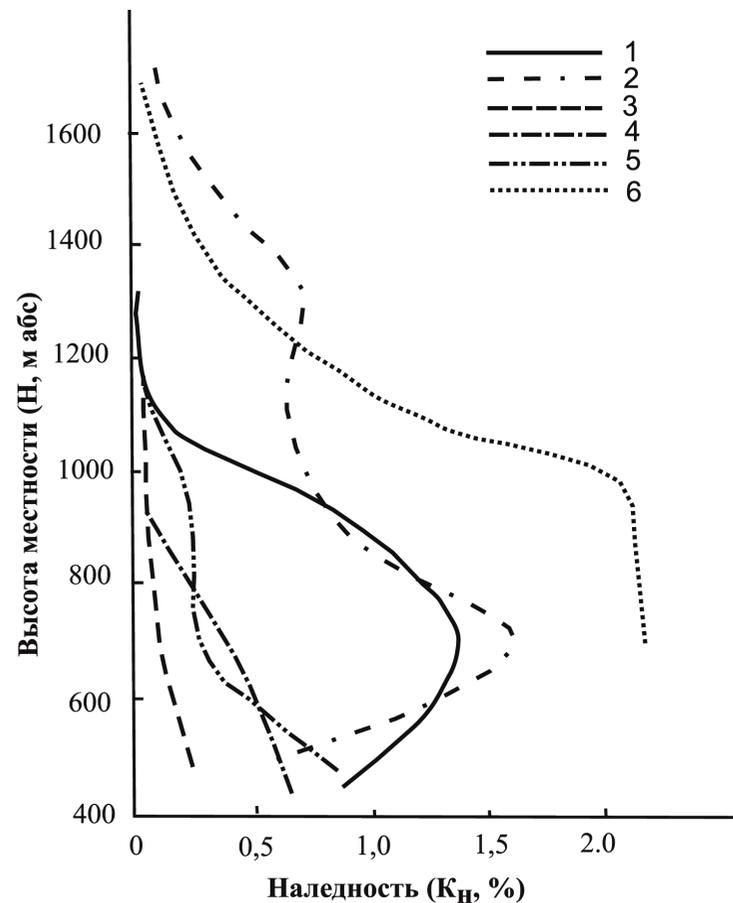


Рис. 2.4. Изменение наледности (K_n) с высотой местности (H_p) в речных бассейнах: 1 — р. Муя, 2 — р. Средняя Чара, 3 — р. Верхняя Чара, 4 — р. Гиллой, 5 — р. Олекма, 6 — р. Нюкжа

Наледность территории возрастает с уменьшением ее высотных отметок, что обусловлено благоприятными условиями разгрузки подземных вод в нижних частях горного обрамления и более широкими речными долинами на этих участках.

ЗАДАЧИ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НАЛЕДЕЙ И ОБЪЕКТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Гидрологические исследования наледей зоны БАМ — это региональные исследования, в основе которых лежат следующие принципиальные подходы [Алексеев В. Р., Соколов Б. Л., 1980]:

- устанавливаемые закономерности должны быть достаточно общими, в границы которых укладывались бы особенности развития наледей в разных районах зоны БАМ, отличающихся по природным условиям наледообразования;
- генетические закономерности должны давать возможность установить границы их применения для отдельных наледей и их совокупностей с заданной доверительной вероятностью;
- для получения устойчивых оценок и расчетных зависимостей к анализу привлечены материалы наблюдений не только вдоль трассы БАМ, но и на других территориях Северо-Востока.

Стационарные экспедиционные исследования наледей зоны освоения БАМ в системе Росгидромета на сети полигонов и постов особую активность приобрели в 1975–1985 годах.

Материалы полевых исследований наледей предназначены для решения ряда научных и практических задач:

1. Выявление закономерностей географического распространения наледей.

Решение этой задачи позволяет на территории исследований установить местоположение всех наледей подземных вод и участков рек, где образуются наледи речных вод. Основным результатом являются карта и кадастр наледей, с указанием мест их расположения, характеристикой размеров и формы.

2. Изучение динамики наледей и наледных процессов в годовом и многолетнем циклах и их прогноз с учетом хозяйственной деятельности.

Решение этой задачи позволяет вскрыть природные и антропогенные причины образования наледей и таяния (разрушения) наледного льда, выявить гидродинамические, теплофизические и прочие. факторы динамики морфометрических характеристик наледей, дать оценку изменения интенсивности наледных процессов в многолетнем и годовом цикле в зависимости от изменения гидрометеорологических факторов.

3. Оценка и учет влияния наледных процессов и самих наледей на природную среду и инженерные сооружения.

Решение этой задачи направлено на оценку роли наледных процессов во внутригодовом и многолетнем регулировании ресурсов поверхностных и подземных вод, влиянии на водный, ледовый, термический, гидрохимический режим, воздействия наледей на инженерные сооружения. Основная задача в изучении наледей любого происхождения заключается в разработке практических рекомендаций по снижению или полному исключению отрицательного воздействия наледей на объекты,

учету этих воздействий при определении гидрологических характеристик, используемых в проектировании инженерных сооружений.

В изучении наледных явлений методы подразделяются на наземные и дистанционные, каждый из которых имеет свои области использования [табл. 3.1] [Методическое пособие, 1984].

При изучении наледей на наледном полигоне проводятся ледомерные, метеорологические, гидрометрические, гидрографические, гидрохимические, мерзлотно-гидрогеологические виды работ.

Таблица 3.1.

Методы полевых исследований наледей

Наземные	Дистанционные
Маршрутные обследования: Изучение наледей в составе гидрографических, мерзлотно-геологических, инженерно-гидрогеологических, ледомерных, гидрометрических и др. съемок	Аэровизуальные обследования; аэрофотосъемка;
Наледные съемки: линейные; площадные	радиолокационное зондирование; космическая съемка
Стационарные наблюдения: на наледных площадках; на наледных полигонах	
Авиадесантные работы	

Система наблюдений за наледями и наледными процессами должна удовлетворять требованиям [Методическое пособие, 1984]:

- давать возможность исчерпывающего изучения наледей и наледных процессов во времени и по территории;
- обеспечить получение материалов наблюдений, однородных по точности и полноте;
- быть достаточно простой по составу и технической оснащенности.

В данном разделе кратко изложена методика получения исходной информации при дистанционных и наземных наблюдениях, с учетом особенностей природных условий исследуемых объектов.

Для составления каталога наледей использованы материалы специальных аэрофотосъемочных работ, проведенных Государственным гидрологическим институтом совместно с Западно-Сибирским управлением гражданской авиации с самолетов Ил-14, АН-2 и Ан-30.

Основное методическое требование к материалам аэрофотосъемок заключается в том, чтобы они давали возможность не только уверенно опознать наледь, но и определить ее характеристики. В соответствии с этим при выполнении аэрофотосъемок соблюдались условия:

- съемки производились в строго фиксированный период. Начало и конец периода выбирались таким образом, чтобы изображение наледи получилось наиболее контрастным относительно прилегающей местности. Исходя из этого, начало съемочных работ назначалось сразу же после схода снежного покрова. Размеры наледей в этот период близки к своим максимальным величинам в данном году;
- аэрофотосъемки производились таким образом, чтобы аэрофотоснимки имели продольное и поперечное перекрытие, обеспечивающее стереоскопическое воспроизведение местности и составление фотосхем участка;
- в аэрофотосъемочном процессе соблюдались необходимые технические условия для получения снимков высокого качества, что позволило уверенно опознавать наледи при дешифрировании.

Съемка выполнялась синхронно двумя аэрофотоаппаратами. При выборе масштаба съемки принято компромиссное решение, связанное с необходимостью соблюсти два противоречивых условия. С одной стороны, нужно было сфотографировать наледи в наиболее крупном масштабе для надежного дешифрирования их границ, а с другой — продолжительность периода весной, в течение которого наледи сохраняют максимальные или близкие к ним размеры, сравнительно невелика, что не позволяет увеличить время летних работ, необходимое для крупномасштабных съемок. В соответствии с этим, а также на основе опыта, полученного при фотографировании наледей в бассейнах рек, выбраны оптимальные масштабы фотоснимков 1:50 000 и 1:100 000.

Камеральная обработка полученных материалов проведена в несколько этапов:

- дешифрирование наледей по аэрофотоснимкам и определение морфометрических, планово-высотных и расчетных характеристик;
- составление карты-схемы местоположения каждой наледи;
- перенесение местоположения наледей с аэрофотоснимков на карту и определение по ней планово-высотных характеристик;
- определение расчетных характеристик наледей и составление сводной таблицы «Основные характеристики наледей»;
- первичный анализ полученных данных с целью обобщения основных статистических закономерностей распространения наледных явлений по территории бассейна;
- определение режимных характеристик наледей в период их таяния и разрушения в теплый период года по последовательным аэрофотоснимкам.

Первый, наиболее ответственный, сложный и трудоемкий этап — дешифрирование наледей по аэрофотоснимкам, включая их обнаружение, распознавание и определение количественных характеристик. Камеральное дешифрирование основано на анализе свойств фотоизображений, отличающих исследуемый объект на фотоснимке, в данном случае наледь, от других природных объектов. Обнаружение — начальная стадия дешифрирования. На этой стадии использовались материалы аэрофотосъемок в виде свободных фотосхем и репродукций накидного монтажа. Основная цель больших затруднений не вызывала, поскольку белый тон наледей достаточно контрастен на фоне окружающей местности. Сходные по фотоизображению озера, покрытые льдом, галечные отмостки, селевые выносы,

заснеженные поверхности и пр. отличались от наледей по прямым и косвенным признакам, главными из которых являются: местоположение, не связанное с руслами рек и ручьев, и более сложная форма контуров изображения.

На средней стадии дешифрирования — распознавании — использовались отпечатки с негативов для крупных и увеличенные фрагменты изображений для средних и небольших наледей. Процесс распознавания как более детальная стадия дешифрирования заключался в изучении перечисленных выше фотоматериалов, установлении признаков, отличающих каждую наледь от окружающей местности, проведении границ ледяного тела и средних многолетних границ наледи в пределах наледной поляны. Распознавание границ массива льда обычно не вызывало затруднений, поскольку его изображение на аэрофотоснимке всегда достаточно контрастно. Более сложная задача заключалась в дешифрировании и установлении средних многолетних границ наледной поляны, которые соответствуют среднему положению наледи за многолетний период. Сложность ее решения связана с двумя обстоятельствами. Во-первых, размеры наледей год от года не остаются постоянными и изменяются в зависимости от гидрометеорологических условий наледообразования. В соответствии с этим размеры массива льда, зафиксированные на аэрофотоснимке даже в период своего максимального развития в данном году, как правило, не соответствуют его средним многолетним размерам. Во-вторых, аэрофотосъемка была проведена в такое время весной, когда часть наледей уже начала разрушаться под воздействием солнечной радиации, атмосферного тепла, энергии водотоков и талых снеговых вод, что вызвало уменьшение их площадей. Граница наледной поляны дешифрирована на аэрофотоснимках в основном по различию тонов, которыми отображаются место формирования наледи и окружающий ландшафт. Здесь же следует отметить, что в тех случаях, когда наледь имеет относительно большую мощность, то она оказывает наиболее заметное влияние на исходный ландшафт, существенно «перерабатывая» его. Дешифрирование средних многолетних границ таких наледных полян не встретило больших затруднений, поэтому и размеры наледей определены объективно и достаточно точно. В остальных случаях сложности дешифрирования не всегда четких границ снизили надежность информации, считываемой с аэрофотоснимков.

Определение характеристик наледей — заключительная стадия дешифрирования, на которой по фотоизображениям измерялись плановые размеры наледей. Используемые материалы позволили выявить все наледи площадью более 5000 м².

Второй, сравнительно простой этап камеральных работ заключался в составлении карты-схемы распространения наледей по водосборам. Для этой цели вначале была изготовлена схема гидрографической сети в том же масштабе, в котором выполнена аэрофотосъемка. Затем местоположение каждой наледи было перенесено с фотосхемы на схему гидрографической сети. Нумерация наледей произведена в направлении от истоков к устью реки. Схематическая карта распространения районов обследования наледей представлена на рис. 3.1.

В процессе выполнения третьего этапа камеральной обработки произведено перенесение местоположения выявленных наледей с фотосхемы на картографическую основу и определение их высот над уровнем моря. Главной причиной

возникновения ошибки определения высотного положения наледей является неточность привязки местоположения наледи к крупномасштабной карте. Погрешность определения границ составляет 25–30 м для горных участков с уклонами более 40–45° и порядка 10–15 м для относительно равнинной местности.

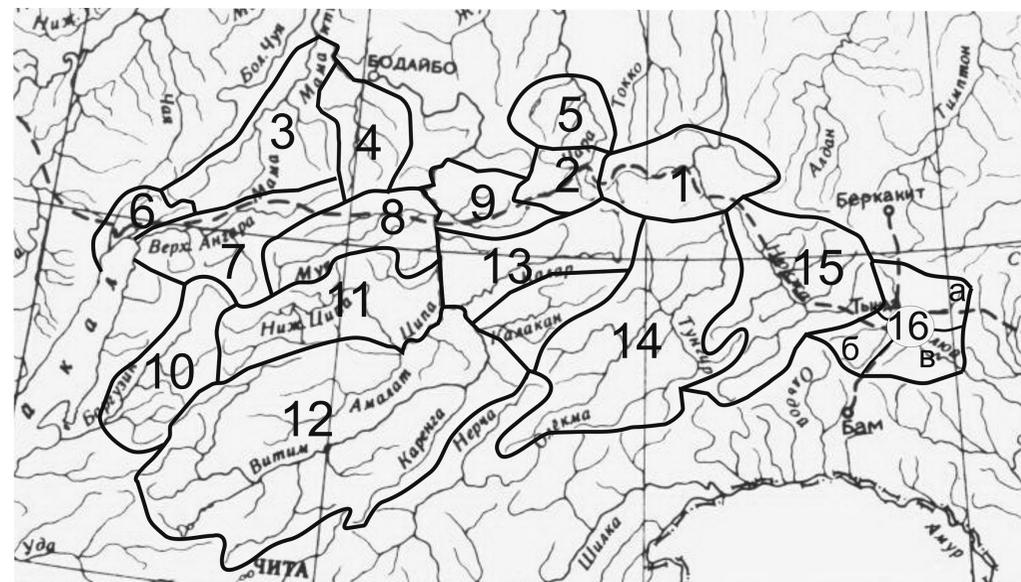


Рис. 3.1. Схема расположения районов исследований

- 1 — р. Олекма (нижний участок); 2 — верховье р. Чара; 3 — р. Мама;
4 — р. Мамакан; 5 — верховье р. Чара (нижний участок); 6 — восточный склон Байкальского хребта; 7 — р. Верхняя Ангара; 8 — р. Муя; 9 — р. Куанда и притоки р. Витим; 10 — р. Баргузин; 11 — р. Ципа и приток р. Витим; 12 — верховье р. Витим; 13 — р. Калар; 14 — верховье р. Олекмы; 15 — р. Нюкжа; 16 — р. Гиллю

3.1. Особенности природных условий районов исследований

Исследуемые бассейны рек расположены в юго-восточной части Азиатской территории России. На западе рассматриваемая территория граничит с озером Байкал. На северо-западе водораздельная линия проходит через Северо-Байкальское нагорье, на севере — между Патомским и Становым нагорьем, на северо-востоке — по Становому хребту. На юге территория ограничена Витимским плоскогорьем и Олекминским Становиком. Рельеф речных бассейнов сложный и разнообразный, отличается значительной приподнятостью над уровнем моря. Горные хребты в основном вытянуты в северо-восточном направлении. Для горных районов характерен альпийский рельеф со следами древнего оледенения — карами, цирками, отрогами.

Северное Прибайкалье и западная часть Станового нагорья представляют сложную горно-котловинную систему. Горные хребты Байкальский, Верхне-Ангарский, Северо-Муйский, Делюн-Уранский, Кодар, окаймляющие межгорные впадины, имеют высоту 2000–2500 м. Самая высокая точка хребта Кодар — пик БАМ — 3072 м. В этом районе трасса БАМ пересекает цепь молодых впадин — Байкальскую, Кичерскую, Верхне-Ангарскую, Муйско-Куандинскую и Чарскую. Абсолютные отметки их днищ составляют 455 м (Кичерская и Верхне-Ангарская), 1400 м (Чарская), исключая Байкальскую впадину, дно которой опущено почти на 1200 м ниже уровня моря. Далее на восток высота горных хребтов (Удокан, Янкан, Каларский, Чельбаус, Становой и др.) уменьшается до 1500–2000 м. От станции Усть-Нюкжа до города Тынды трасса БАМ проходит по Алданскому нагорью, где преобладают сглаженные пологие сопки с максимальными отметками 800–1200 м абс.

Южная часть исследуемой территории занята системами Баргузинского (до 2840 м), Икатского (до 2573 м), Яблонового (до 1678 м) хребтов. Между Баргузинским и Икатским хребтами с юго-запада на северо-восток протянулась Баргузинская котловина высотой днища 470–600 м. В бассейне верхнего течения реки Витим, между Южно-Муйским, Икатским и Яблоновым хребтами, расположено Витимского плоскогорье со средними высотами 1000–1300 м, но отдельные вершины на главных водоразделах поднимаются до 1700–1800 м. На его поверхности чередуются невысокие увалы и сильно заболоченные равнины. Между бассейнами рек Олекма и Нерча расположен Олекминский Становик. Основная, наиболее высокая часть хребта начинается в верховье реки Олекма (здесь он стыкуется с Муройским хребтом). Средняя высота хребта 1000–1400 м.

Климат Забайкалья резко континентальный и формируется в результате сложного взаимодействия холодных арктических воздушных масс, проникающих сюда с севера и северо-запада, и теплых масс воздуха, движущихся с Тихого океана и из Монголии. Вместе с тем на некоторых участках южных территорий отмечается умеренно континентальный климат, т. к. большое влияние на климат оказывает рельеф, что выражается через положительные (горные хребты) и отрицательные (долины, котловины) формы и их расположение. Восточный участок исследуемого района лежит в пределах Дальнего Востока, поэтому основной чертой климата является его муссонный характер. Особенность климата проявляется в развитии зимой температурных инверсий во впадинах и котловинах — микроклимат более суровый, чем на прилегающих склонах и вершинах хребтов. Летом наблюдается обратная картина — в котловинах воздух значительно теплее, чем на выше расположенных участках.

Для всей области климат характеризуется продолжительной, морозной, малооблачной, безветренной в отрицательных формах рельефа зимой и теплым на юге, умеренно теплым или даже прохладным на севере и в горных районах летом. Средняя годовая температура воздуха повсеместно отрицательна — от –0,5 до –11,4 °С. Западная часть территории отличается менее суровым температурным режимом за счет аккумуляции тепла водными массами озера Байкал. Годовая амплитуда колебаний средних месячных температур — около 45°, а в котловинах и понижениях превышает –50 °С. Переход средней суточной температуры через ноль происходит в начале октября. Период с устойчивыми морозами (ниже –10 °С в среднем за

сутки) удерживается 5 месяцев. Самые низкие температуры наблюдаются в январе (от –28 до –35 °С). Переход средней суточной температуры воздуха через ноль происходит в конце апреля, а в горах переход затягивается до конца мая. Теплый период (выше 10 °С в среднем за сутки) продолжается около 3 месяцев. Самые высокие средние за месяц температуры наблюдаются в июле, но абсолютный максимум, до 35–40 °С, может быть достигнут в любой из летних месяцев [Климатические параметры, 1977; Климатические особенности, 1979].

Особенность режима осадков региона связана с физико-географическими условиями территории. Чередование высоких горных хребтов, обширных межгорных впадин и долин рек приводит к очень неравномерному распределению атмосферных осадков. Годовое количество осадков колеблется от 350 до 700 мм. Основная масса осадков выпадает в виде дождя. Зимние осадки составляют 10–30 % годовой суммы.

Снежный покров устанавливается в среднем во второй декаде октября. В долинах продолжительность залегания снежного покрова составляет 180–190 дней, в горах — до 220 дней в году. Низкие температуры воздуха и маломощный снежный покров определяют суровые геокриологические условия, оказывающие существенное влияние на развитие наледей и наледных явлений. Для данной территории характерно распространение многолетнемерзлых пород, нарушаемое локальными таликами. Здесь выделяются три типа криолитозоны: островная мерзлота, прерывистая и сплошная. Характер распространения, мощность и температурный режим многолетнемерзлых толщ изменяются с севера на юг и с высотой местности.

В горах Станового нагорья сплошная многолетняя мерзлота распространена практически повсеместно. Мощность ее изменяется от нескольких десятков до сотен метров на абсолютных отметках местности до 1000 м, а выше составляет сотни метров, достигая величины около 1300 м на хребте Кодар. На большей части Станового нагорья температура мерзлых пород колеблется от –1 до –12 °С. Мощность многолетней мерзлоты в днищах глубоко врезанных речных долин составляет от 100 до 250 м, причем под постоянно действующими водотоками наблюдаются сквозные и несквозные подрусловые и пойменные талики.

Для бассейна реки Чара характерна тесная взаимосвязь поверхностных и подземных вод, осуществляемая через талики различных типов. Одним из результатов этого взаимодействия является образование наледей. Талые породы резко ограничены в плане и приурочены к водоносным зонам, располагающимся вдоль тектонических разломов. Даже талики на открытых песчаных массивах связаны с живой тектоникой байкальского рифта. Локальные сквозные талики, приуроченные к тектоническим нарушениям, встречаются по всей территории Верхнечарской котловины. Большая часть таликов, как правило, расположена под руслами рек или в прирусловых и пойменных частях; часто они оконтурены одиночными родниками или сериями родников с дебитом от нескольких до тысяч литров в секунду и маркируются наледями. В днище котловины оттаявший слой в конце теплого периода года составляет в целом 0,5–1 м. На крутых склонах сезонное протаивание пород обычно превышает 1,5–2 м, достигая на склонах южной экспозиции 4 м. Это сопоставимо с мощностью чехла рыхлых отложений. Таким образом, участие вод деятельного слоя в питании наледей незначительно, если учесть его небольшую мощность и раннее промерзание (еще в начале холодного периода года).

Для Муйско-Куандинской котловины и ее горного обрамления характерно сплошное распространение многолетнемерзлых горных пород, нарушаемое локальными таликами. Наибольшая мощность многолетнемерзлых пород отмечена на хребтах, причем с увеличением высоты она значительно возрастает. На высотах 2100–2200 м мощность криолитозоны достигает 900 м. На высотах около 2000 м температура горных пород на глубине 15–20 м от поверхности земли достигает -7 , -8 °С. Процесс оттаивания начинается в мае и продолжается до сентября-октября месяца. Максимальное оттаивание наблюдается в порозных грубых отложениях верхних частей конусов выноса и конечных морен. Протаивание на этих участках достигает глубины 2,5–5 м. На слабо дренируемых присклоновых участках террас, на поверхностях подгорных шлейфов и основных морен отмечены наименьшие глубины оттаивания, составляющие 0,4–0,6 м. В днищах котловин толщина оттаявшего слоя почвогрунтов в конце теплого периода года составляет 0,5–1 м.

Геокриологические условия бассейна реки Верхняя Ангара в целом менее суровые в сравнении с соседними бассейнами рек Муи и Чары. В пределах днища Верхнеангарской впадины многолетняя мерзлота мощностью в среднем 10–15 м развита на всех приречных низменностях. На большей части песчаных массивов многолетнемерзлые породы до глубины 30 м отсутствуют. Почти на всей территории сезонное промерзание почвогрунтов достигает верхней границы многолетней мерзлоты, с максимумом на глубине порядка 3 м [Толстихин О. Н., 1974]. Глубина сезонного протаивания зависит от характера грунтов, уклона местности, вида растительности и изменяется от 0,5–0,8 м на обширных заболоченных участках северных склонов, занятых ерниками, до 2,5–3,5 м на западинно-холмистых пространствах конечных морен, сложенных валунно-галечными грунтами и покрытых сухим лиственничным лесом.

В долинах рек и межгорных понижениях мощность многолетнемерзлых пород меньше, чем на водоразделах. Например, в долине реки Витим у села Романовка мощность ММП достигает 100 м, в долине реки Большой Ареkitкан — 212 м. В долинах бассейна реки Олекма ее мощность составляет 100–200 м.

Глубина залегания ММП с поверхности чрезвычайно разнообразна на различных территориях. Например, в Олекминском Становике многолетнемерзлые породы распространены почти повсеместно и залегают в затененных и увлажненных участках на глубинах 0,5–1,5 м от поверхности. В Тунгиро-Олекминском низкогорье, благодаря сравнительной выравненности поверхности и распространению суглинистых отложений, широко развиты мари, в пределах которых глубина протаивания составляет 0,3–0,5 м, т. е. ММП обнаружены уже на глубинах более 0,5 м от поверхности [Ресурсы, 1973].

Основным источником питания рек являются атмосферные осадки. Водный режим рек района характеризуется весенне-летним половодьем, дождевыми паводками, летне-осенней и зимней меженью. Большая часть объема годового стока приходится на теплый сезон года. Половодье начинается в конце апреля — начале мая, заканчивается во второй декаде июля. Дождевые паводки на реках района начинаются после прохождения половодья, часто накладываются на его спад и образуют общую волну. Зимой большинство рек перемерзает. Не перемерзающие реки в этот

период питаются исключительно подземными водами, значительная часть которых расходуется на образование наледей [Водные ресурсы, 1977].

В питании многих малых и средних рек основную роль играют талые снеговые воды. Высшие уровни отмечаются летом. Нередко высокие паводки и талые снеговые воды вызывают интенсивное разрушение наледей. На малых горных реках подъемы воды по абсолютной величине сравнительно невелики, но зато колебания уровней происходят часто и резко. Исключение представляют горные реки, в верховьях которых расположены глубокие предригельные и каровые озера. Ряд малых рек на отдельных участках текут в подруловых отложениях. Обычно это явление наблюдается в нижней и средней части троговых долин, днища которых сложены мощной толщей рыхлых отложений. В бездождевой период русла рек здесь могут иметь вид пересыхающих на протяжении нескольких километров и вода появляется, как правило, лишь близ участков развития наледей — перед порогом из водоупорных пород, что свидетельствует о наличии на этих участках подрулового потока [Ресурсы, 1970, 1972, 1973].

3.2. Распространенность наледей по данным дистанционных наблюдений

В пределах исследуемых 16 районов зафиксировано 3204 наледи, сформированных преимущественно подземными водами. Суммарная площадь поверхностей наледей (F) составляет 741 км² (табл. 3.2). Максимальная площадь отмечена по наледи № 7 (бассейн р. Калар, 13-й район) и составила 14946 тыс. м², минимальная — 1,8 тыс. м² (наледь № 7, левый приток р. Верхняя Мокла, 14-й район). Наибольшее количество наледей (80 % от общего числа) площадью менее 100 км² образуется в верховье реки Олекма (14-й район), наименьшее количество — 23 % на реке Калар (13-й район) и в верховье реки Чара (5-й район), 22 % на реке Мама. В бассейне реки Мамакан ледяные массивы площадью менее 100 км² не зафиксированы. Здесь формируется наибольшее количество наледей площадью более 1000 км² — 37 %. В бассейнах рек Нюкжа, Гилюй и в верховье реки Олекма крупных наледей, с площадью более 1000 км², не выявлено. С увеличением размеров наледей их количество уменьшается и, как следствие, уменьшаются суммы площадей. Исключение из этой закономерности составляют крупные наледи бассейна реки Муякана, где в интервале 1–2 км² доля площадей этих наледей достигает 31,2 % суммарной площади наледей на водосборе. В бассейне реки Муя основную часть (93 %) составляют небольшие наледи площадью меньше 0,5 км². Их суммарная площадь равна 56,8 %. На 7 %-ах общего количества наледей площадью более 0,5 км² приходится 43,2 % суммарной площади льда наледей.

Таблица 3.2.

Характеристики распространения наледей

№ района	Местоположение	Количество наледей	Максимальная площадь, тыс. м ²	Минимальная площадь, тыс. м ²	Суммарная площадь, км ²	Наледи площадью < 100 км ²		Наледи площадью > 1000 км ²	
						Количество наледей	Суммарная площадь, км ²	Количество наледей	Суммарная площадь, км ²
1	Р. Олекма (нижний участок)	165	6636	2	42,7	80	4,5	7	17,4
2	Верховье р. Чара (верхний участок)	220	3470	9,8	100	56	3,0	25	46,2
3	Р. Мама	116	1942	23	39,4	26	1,3	8	10,6
4	Р. Мамакан	27	1820	169	21,9	0	0,0	10	14,2
5	Верховье р. Чара (нижний участок)	129	3357	7,5	56,2	30	1,7	17	26,8
6	Восточный склон Байкальского хребта	30	4010	20,9	6,6	14	0,8	1	1,7
7	Р. Верхняя Ангара	475	4389	4,1	67,4	315	13,6	6	12,1
8	Р. Муя	417	3534	7	76,7	232	11,3	14	23,1
9	Р. Куанада и притоки р. Витим	203	3695	4,8	51,9	82	3,6	10	15,3
10	Р. Баргузин	82	1297	6,1	14,7	40	2,3	2	2,4
11	Р. Ципа и приток р. Витим	128	5340	11,3	59,7	37	2,0	16	31,6
12	Верховье р. Витим	69	4137	11,7	18,0	46	2,3	3	9,6
13	Р. Калар	74	14976	28,1	68,1	17	1,1	12	52,3
14	Верховье р. Олекма	170	722	1,8	12,6	136	4,8	0	
15	Р. Нюкжа	381	1072	5	43,4	252	10,7	1	1,1
16	Р. Гилюй	518	960	7,8	61,3	311	17,3	0	

Распределение площадей наледей подчиняется биномиальному закону распределения (рис. 3.2), что характерно для всех районов распространения многолетней мерзлоты.

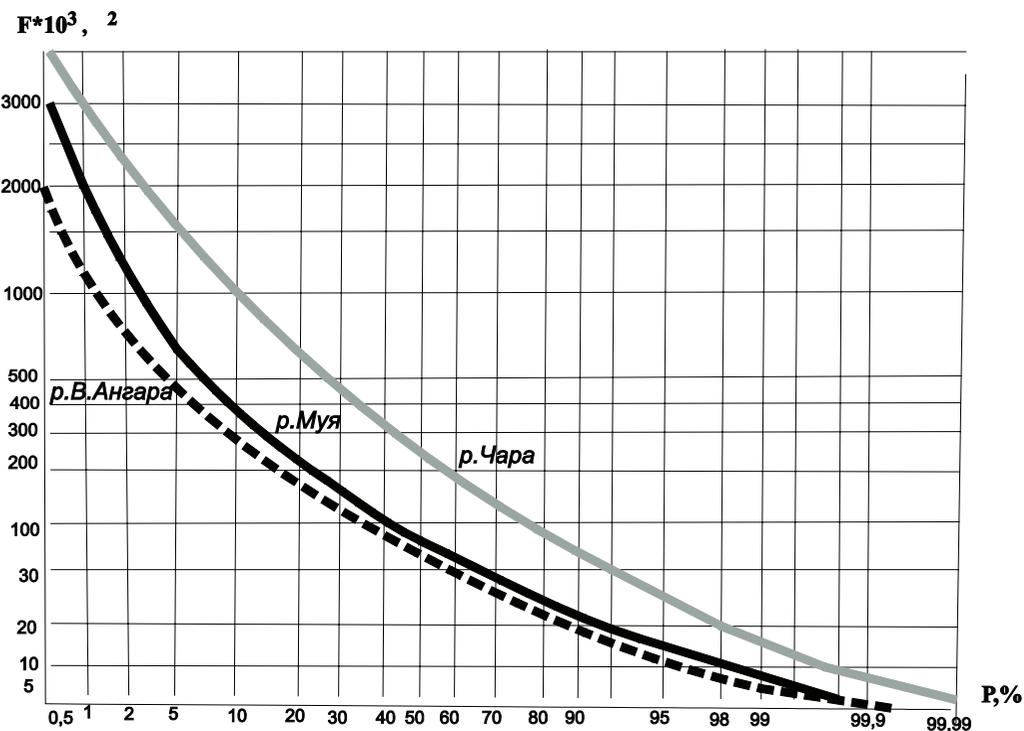


Рис. 3.2. Кривая обеспеченностей площадей наледей (F) в отдельных речных бассейнах

Площади наледей различной вероятности превышения для исследованных районов представлены в табл. 3.3.

Таблица 3.3.

Площадь наледей различной вероятности превышения

№ района	Площадь наледей (тыс. м ²) различной вероятности превышения (%)										
	1 %	5 %	10 %	25 %	40 %	50 %	60 %	75 %	90 %	95 %	99 %
1	2818	876	448	246	136	101	81	54	27	23	14
2	3140	1990	1130	546	314	211	171	89	46	32	19
3	1570	1064	874	391	283	230	173	110	46	33	25
4	—	1612	1520	1347	976	614	462	351	214	174	
5	2573	1492	1107	498	305	259	193	110	51	30	10
6	—	665	506	214	149	123	83	59	33	32	
7	1734	585	383	160	90	65	41	25	14	11	5
8	1982	759	444	189	158	131	103	42	22	17	7
9	1961	1009	666	271	163	140	100	47	18	10	5

Таблица 3.3. (Продолжение)

№ рай-она	Площадь наледей (тыс. м ²) различной вероятности превышения (%)										
	1 %	5 %	10 %	25 %	40 %	50 %	60 %	75 %	90 %	95 %	99 %
10	1297	620	421	217	120	100	87	58	28	18	6
11	3500	1750	1115	515	277	198	145	92	36	27	11
12	4137	942	523	139	88	74	51	41	24	21	12
13	14976	3248	1803	522	302	254	208	124	57	38	28
14	529	286	177	80	50	43	27	19	11	9	2
15	811	648	388	297	129	89	56	33	15	10	5
16	878	425	311	164	109	82	58	44	29	23	12

О распределении суммарной площади и числа наледей по размерам можно судить по рис. 3.3 (бассейн р. Муи). Суммарная площадь наледей и количество наледей на водосборах распределены крайне неравномерно.

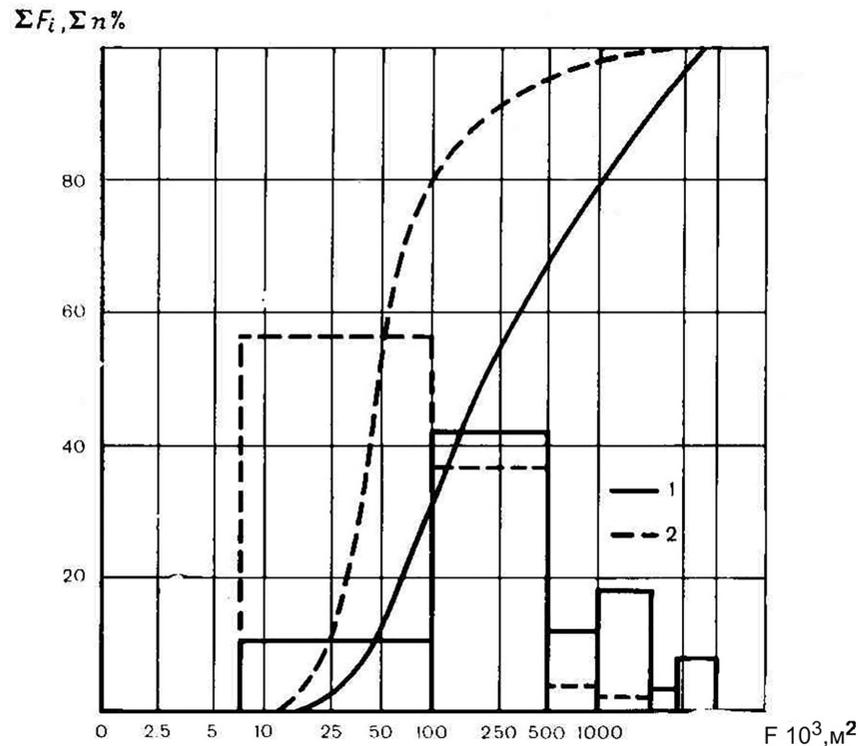


Рис. 3.3. Гистограмма распределения и кривые накопленных частот суммарных значений площадей ΣF и числа наледей Σn в заданных диапазонах их площадей F для бассейна р. Муя. 1 — площадь наледей, 2 — число наледей

Больше половины общего числа наледей (56,1 %) имеют небольшие размеры, от 0,007 до 0,1 км², и составляют около 15 % суммарной площади ледяных массивов бассейна. Количество наледей в интервале 0,1–0,5 км² составляет 36,9 % общего их числа, а их площадь — 41,6 % суммарной площади в бассейне. Сопоставление закономерностей распределения наледей по их количеству и размерам в бассейне реки Верхняя Ангара с бассейнами рек Чары и Муи приводит к выводу, что в бассейне реки Верхней Ангары не образуются очень крупные наледи площадью от 2 до 3 км², хотя здесь ежегодно и формируется самая большая наледь площадью 4,39 км². В бассейнах рек Чары и Муи площади наледей с максимальными размерами, соответственно, достигают 3,47 и 3,53 км². При движении с востока на запад от Верхне-Чарской котловины до Байкала общее количество наледей в целом увеличивается, а их размеры уменьшаются. Так, средняя площадь наледей в бассейне реки Чары составляет 0,45 км², в бассейне реки Муи — 0,18 км², в бассейне реки Верхней Ангары — 0,14 км². Об этом же можно судить и по доле самых мелких наледей площадью от 0,005 до 0,1 км² — 26, 56, 66 % соответственно.

При сопоставлении некоторых закономерностей распределения в бассейнах рек Олекма и Нюкжа по их количеству и размерам с соседним бассейном реки Гилюй можно сделать заключение, что в бассейнах рек Олекмы и Нюкжа формируются относительно небольшие наледи площадью порядка 1 км². Сопоставимыми оказались значения средней площади наледных массивов, а также доля малых наледей площадью 100 тыс. м². Для бассейна реки Гилюй доля малых наледей равна 60 %, средняя площадь наледей 120 тыс. м², а для рек Олекма и Нюкжа — 68,7 и 111 тыс. м² соответственно.

Распределение наледей по высоте местности характеризуется резкой асимметричностью. Наледи восточного склона Байкальского хребта формируются в диапазоне высот 300–1100 м над уровнем моря, в бассейне реки Мамакан на высотах 380–1200 м, в бассейне реки Мама от 360 до 1500 м, в бассейне реки Баргузин от 600 до 1760 м, в бассейне реки Витим от 480 до 1800 м.

В бассейнах рек Нюкжа и Олекма наледи формируются в интервале высот 400–1400 м. Наибольшее их количество приурочено к склонам горных хребтов: Западный Лондор, Чернышева, Южный и Северный Дырындинский, Становой, Желтулинский и Олекминские становики, кряж Чельбаус. Преобладающее количество наледей (79,4 %) образуется в интервале высот 400–800 м. На этот же интервал высот приходится и максимальная суммарная площадь наледных массивов, что характерно и для бассейна реки Гилюй. Максимумы среднего значения площади отмечаются в интервале высот 400–800 и 100–1200 м. На основании этих данных можно сделать вывод, что диапазон высот 400–800 м наиболее благоприятен для разгрузки водоносных горизонтов, а значит и для формирования максимального количества наледей значительных размеров.

В бассейне реки Чары максимум количества наледей и доли суммарной площади приходится на относительно небольшие высоты. В интервале высот 700–1100 м над уровнем моря сосредоточено 68,2 % всех наледей и 76,4 % суммарной площади последних. При этом наибольшее их количество формируется в интервале 900–1000 м, а наибольшая доля суммарной площади наледей отмечается в интервале высот 700–800 м.

В бассейне реки Муи максимум количества и доли суммарной площади наледей приходится на относительно небольшие высоты. В интервале высот 600–1000 м сосредоточено 46,5 % всех наледей и 45 % их суммарной площади. Наибольшее количество ледяных массивов формируется в интервале 600–800 м (25 %) с наибольшей суммарной долей площади в 37 %. Ниже 800 м доля суммарной площади наледей в интервале высот больше, а выше 800 м она меньше доли числа наледей в тех же интервалах. Наледи на малых высотах в целом имеют большие размеры по сравнению с наледями, расположенными на более высоких абсолютных отметках. Для сравнения отметим, что эта характеристика в соседнем бассейне, в верховье реки Чары, в 2,5 раза больше и равна в среднем около 50 тыс. м²/100 м.

В верхней части бассейна реки Верхняя Ангара до створа в поселке Уоян максимальное количество наледей и их суммарной площади находится на самых низких отметках 400–800 м, в основном в пределах днища Верхне-Ангарской впадины. В интервале высот 1000–1200 м наледей очень мало. В днищах долин рек Котера и Светлая формируется существенно меньшее количество наледей сравнительно небольших размеров. В бассейне реки Светлой выше отметки 1000 м сосредоточено 85 % всех наледей и 83 % их суммарной площади. В бассейне реки Верхняя Ангара изменение средних площадей наледей с высотой местности носит сложный характер, в отличие от соседних бассейнов рек Муи и Чары, где с увеличением высоты эти характеристики уменьшаются. В бассейне реки Верхней Ангары прослеживаются три диапазона высот, из которых в двух из них (400–800 и 1200–1600 м) наблюдается увеличение, а в одном (800–1200 м) уменьшение средних площадей наледей с ростом высоты местности. При этом наледи с максимальными площадями формируются на высотах 1000–1200 м, а с минимальными — на самых больших абсолютных отметках 1600–1800 м. Аналогичное изменение средних площадей наледей характерно для бассейна реки Котера. Еще более сложно распределены значения этой характеристики по высоте в верхней части бассейна реки Верхней Ангары и в бассейне реки Светлой. Здесь они изменяются «пилообразно» в противоположных фазах для одних и тех же диапазонов высот. 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 172.

Распределение значений коэффициента формы резко асимметрично. На рис. 3.4, построенном по данным бассейна реки Чары, видно, что порядка 40 % наледей характеризуется коэффициентом формы меньше девяти, а для остальных наледей (60 %) $K_f < 18$. Для сравнения, в бассейне реки Муи наледей с $K_f < 18$ — более 78 %, с $K_f < 9$ — около 50 %; в бассейне реки Верхняя Ангара с $K_f < 18$ — около 70 %, с $K_f < 9$ — около 35 %.

Данные о наледности некоторых речных бассейнов и отдельных их частей приведены в табл. 3.4. В Приложениях 1, 2, 3 представлены основные результаты оценки местоположения и характеристики наледей, определенных главным образом дистанционными методами и по литературным источникам фондов различных организаций.

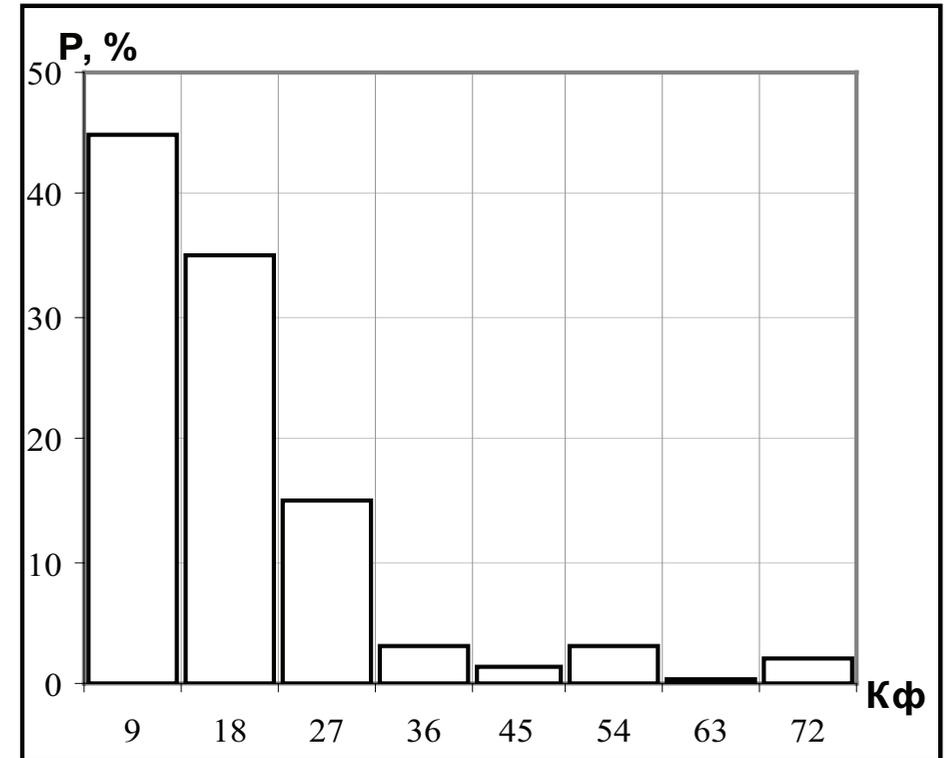


Рис. 3.4. Гистограмма распределения частот (P, %) коэффициента формы наледей (K_ф) в бассейне р. Чара

Характеристика наледности в бассейнах рек Чара, Верхняя Ангара, Муя

Бассейн реки (район)	Площадь бассейна (района), км ²	Количество наледей	Площадь наледей, км ²		Наледность, %	Средняя мощность наледей, м	Объем наледей, млн м ³		Слой наледных вод, мм
			средняя	суммарная			средний	суммарный	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Бассейн р. Чара (район 2)									
Р. Чара (до в/п Чара)	4150	98/44,5	0,480	47,1/47,1	1,14	1,65	0,795	77,9/45,6	18,8
Р. Лурбун	919	22/10	0,271	5,98/6	0,65	1,66	0,451	9,92/5,8	10,8
Руч. Салликиг	166	10/4,5	0,297	2,97/3	1,79	1,77	0,525	5,25/3,1	31,6
Р. Ингамакит	1160	25/11,3	0,457	11,4/11,4	0,98	1,78	0,812	20,3/11,9	17,5
Р. Средний Сакукан	371	13/5,9	0,690	8,89/8,9	2,40	1,87	1,28	16,6/9,7	44,7
Р. Анарга	196	3/1,3	0,658	1,98/2,0	1,01	1,50	0,993	2,98/1,7	15,2
Р. Кемен	751	21/9,5	0,393	8,27/8,3	1,10	1,70	0,671	14,18,2	18,8
Р. Апсат	1280	37/16,8	0,445	16,1/16,1	1,26	1,60	0,695	25,7/15,0	20,1
Р. Нижний Сакукан	175	2/0,9	0,224	0,447/0,45	0,26	1,56	0,350	0,699/0,4	4,0
Р. Большая Икабья	859	17/8,1	0,410	6,97/7,0	0,81	1,64	0,671	11,4/6,7	13,3
Р. Курунг-Юрях и оз. Арбакалир	1190	41/18,6	0,508	20,8/20,8	1,75	1,82	0,922	37,8/22,1	31,8
Хребет Кодар	2600	48/21,8	0,364	17,5/17,5	0,67	1,63	0,594	28,5/16,7	11,0
Хребет Удокан	4950	104/44,1	0,388	40,4/40,4	0,82	1,73	0,672	69,9/40,9	14,1
Днище Верхне-Чарской котловины	2100	68/34,1	0,548	42/42	2	1,73	1,07	72,6/42,4	34,6
Вся верхняя часть бассейна р. Чары	9650	220/100	0,454	99,9/100	1,04	1,71	0,777	171/100	17,7
Бассейн р. Верхняя Ангара (район 7)									
Верховье Верхней Ангары	1150	13/2,7	0,04	0,49/0,7	0,04	0,8	0,03	0,39/0,5	0,3

Таблица 3.4. (Продолжение)

Бассейн реки (район)	Площадь бассейна (района), км ²	Количество наледей	Площадь наледей, км ²		Наледность, %	Средняя мощность наледей, м	Объем наледей, млн м ³		Слой наледных вод, мм
			средняя	суммарная			средний	суммарный	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ангаракан	1150	5/1	0,12	0,58/0,9	0,05	1,1	0,13	0,64/0,8	0,6
Верхняя Ангара, 340–280 км от устья	210	17/3,6	0,07	1,25/1,8	0,14	1	0,7	1,25/1,6	1,4
Янчуй (приток Верхней Ангары)	1240	23/4,8	0,13	2,93/4,3	0,24	1,1	0,14	3,22/4,1	2,6
Чуро	1960	7/1,5	0,26	1,85/2,7	0,09	1,3	0,34	2,41/3,2	1,2
Верхняя Ангара, 270–131 км от устья	2120	14/2,9	0,24	3,34/4,9	0,16	1,4	0,33	4,68/6	2,2
Котера	1270	37/7,8	0,18	6,64/9,8	0,52	1,1	0,20	7,3/9,4	5,8
Инамакит	580	38/8	0,08	3,22/4,7	0,56	0,9	0,08	2,9/3,7	5
Котера, 163–98 км от устья	930	32/6,7	0,06	2,04/3	0,22	0,9	0,06	1,9/2,4	2
Янчуй (приток Котеры)	850	22/4,6	0,12	2,54/3,7	0,3	1,1	0,13	2,79/3,6	3,3
Няндони	1910	102/21,5	0,19	19,25/28,3	1	1,2	0,23	23,10/29,8	12,1
Ангиджан	680	39/8,2	0,23	8,82/13	1,3	1,2	0,27	10,6/13,7	15,6
Няндони, 35–0 км от устья	330	14/2,9	0,09	1,2/1,8	0,36	1	0,09	1,2/1,5	3,6
Котера, 98–0 км от устья	1830	45/9,5	0,15	6,57/9,7	0,36	1,2	0,18	7,88/10,2	4,3
Светлая	2700	110/23,2	0,14	15,76/23,1	0,58	1,1	0,16	17,34/22,3	6,4
Намама	520	24/5	0,31	7,39/10,9	1,42	1,2	0,37	8,87/11,4	17,1
Светлая, 75–40 км от устья	1600	26/5,3	0,07	1,9/2,8	0,12	1	0,07	1,9/2,4	1,2
Илокалуй	580	36/7,6	0,14	5,1/7,5	0,87	1,1	0,16	5,61/7,2	9,7
Верхняя Ангара, 98–0 км от устья	1340	10/2,1	0,15	1,5/2,2	0,11	1,2	0,18	1,8/2,3	1,3
Верхняя Ангара (замык. створ у п. Уоян)	8510	79/16,6	0,13	10,44/15,4	0,12	1,1	0,16	12,59/16,2	1,5

Таблица 3.4. (Продолжение)

Бассейн реки (район)	Площадь бассейна (района), км ²	Количество наледей	Площадь наледей, км ²		Наледность, %	Средняя мощность наледей, м	Объем наледей, млн м ³		Слой наледных вод, мм
			средняя	суммарная			средний	суммарный	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Правобережная часть бассейна Верхней Ангары	6430	36/7,6	0,18	6,42/9,4	0,1	1,3	0,23	8,35/10,8	1,3
Левобережная часть бассейна Верхней Ангары	15340	439/92,4	0,14	61,53/90,6	0,40	1,1	0,16	69,25/89,2	4,5
Весь бассейн Верхней Ангары	21770	475/100	0,14	67,95/100	0,31	1,1	0,16	77,6/100	3,6
Бассейн р. Муя (район 8)									
Р. Муя (до устья р. Укуолкит)	723	38/9,1	0,290	11,03/14,0	1,52	1,92	0,558	21,22/17,3	25,5
Р. Укуолкит	714	25/5,9	0,167	4,18/5,4	0,58	1,50	0,251	6,27/5,1	7,6
Р. Могой	207	14/3,4	0,164	2,3/3	1,11	1,40	0,228	3,2/2,6	13,4
Р. Майгунда	163	8/1,9	0,153	1,22/1,6	0,75	1,31	0,20	1,6/1,3	8,5
Р. Муйский Горбылок	456	13/3,1	0,131	1,71/2,2	0,38	1,38	0,181	2,36/1,9	4,5
Р. Мудирикан	690	42/10,1	0,187	7,85/10,2	1,14	1,39	0,259	10,88/8,9	13,7
Р. Амнунда	686	25/6	0,398	9,96/12,8	1,45	1,95	0,777	19,42/15,8	24,6
Р. Сунуекит	661	22/5,3	0,248	5,45/7,1	0,82	1,69	0,421	9,25/7,5	12,2
Р. Келяна	543	8/1,9	0,724	5,8/7,5	1,07	2,02	1,46	11,71/9,5	18,8
Р. Муякан (до 17 км)	542	37/8,9	0,140	5,18/6,7	0,96	1,36	0,19	7,04/5,7	11,3
Днище Муйской впадины	4 250	122/29,2	0,197	28,91/32,6	0,68	1,46	0,347	42,3/33,2	8,6
Весь бассейн р. Муи	10 590	417/100	0,186	77,3/100	0,73	1,63	0,294	125,7/100	10,1

Примечание. В числителе — абсолютные значения, в знаменателе — в процентах от суммарной величины в бассейнах рек Чара (верхняя часть), Верхняя Ангары, Муя

3.3. Режимные исследования на наледных полигонах

Основная цель стационарных режимных наблюдений на типовых наледных полигонах и наледных площадках заключается в выявлении закономерностей динамики наледных процессов в их взаимодействии с природной средой. Установленные при режимных исследованиях общие закономерности могут быть распространены на другие наледи, поэтому стационарные наблюдения на наледных полигонах и наледных площадках являются составной частью программ полевых исследований [Алексеев В. П., Соколов Б. Л., 1980]. На реке Уда (Восточный Саян) в 1972–1982 годах был организован наледный полигон «Синий камень», на котором силами Иркутского УГМС проводились режимные гидрометеорологические и ледомерные наблюдения. Программу этих работ разработал и реализовал В. В. Кравченко [Кравченко В. В., 1985, 1986]. Полигон «Синий камень» представлял собой участок реки Уды протяженностью порядка четырех километров. Площадь водосбора в расчетном створе составляет 7100 км², высота полигона — 810 м над уровнем моря.

В период с 1975 по 1985 год сотрудниками управлений Росгидромета и ГГИ проводились детальные наблюдения за наледями подземных и речных вод. По сокращенной программе наблюдения за наледями были проведены более чем на 1000 постов. В частности, было выполнено более 3000 ледомерных съемок, в ходе которых определялись морфологические характеристики наледей — площади, мощности, объемы, сформировавшиеся на протяжении холодного периода года. Наиболее детальные комплексные режимные наблюдения были проведены Государственным гидрологическим институтом в Верхне-Чарской котловине, на Муруринской наледи в период с 1976 по 1983 год.

Наледный полигон «Мурурин» расположен в северо-западных отрогах хребта Удокан, в нижней части бассейна реки Мурурин, в 6–7 км выше впадения его в реку Икабьекан, приток реки Чара. Наледь ежегодно формируется в днище долины реки Мурурин и за период наблюдений ее средние размеры составляли: длина — 2,3 км, средняя ширина — 0,9 км, площадь — 2,1 км², при средней толщине льда на наледи за период наблюдений — 2,7 м, максимальной — 6,1 м. Средний объем льда составил 5,7 млн м³.

Муруринская наледь начинает формироваться в октябре-ноябре и непрерывно растет в течение всей зимы до конца апреля, а затем стаивает на протяжении всего теплого сезона года, до конца августа. Схема наледного полигона и общий вид представлены на рис. 3.5, 3.6.

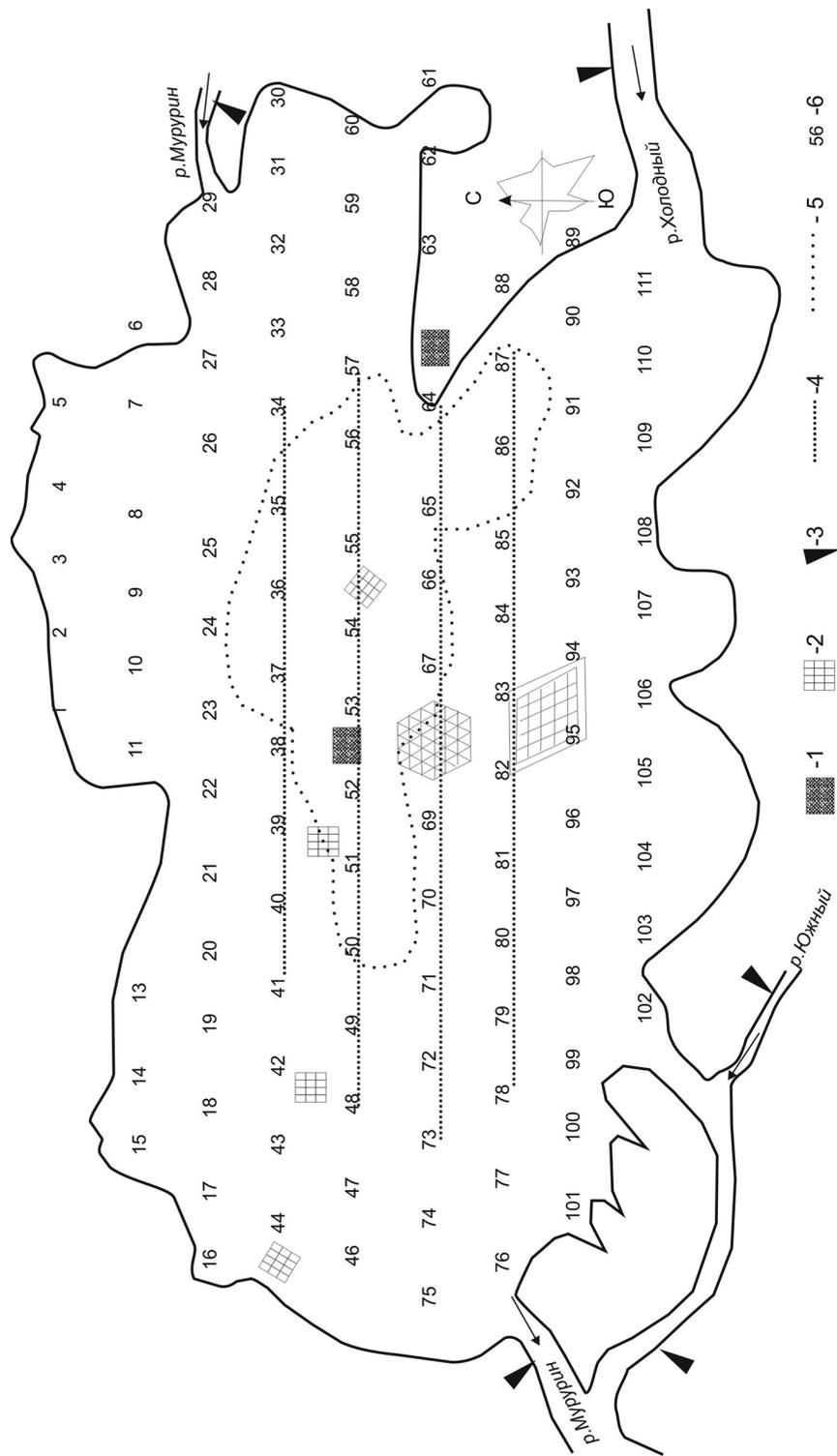


Рис. 3.5. Схема наледного полигона «Мурурин»
 1 — метеорологические площадки; 2 — индикаторные площадки; 3 — гидростворы; 4 — маршруты ледомерных съемок; 5 — границы водосборов временных водотоков, 6 — стационарные ледомерные веши



Рис. 3.6. Общий вид наледного полигона «Мурурин»

Программа проведения режимных наблюдений на экспериментальном наледном полигоне «Мурурин», помимо метеорологических и гидрологических работ, включала работы по изучению динамики роста и разрушения наледей. В состав работ входили ледомерные съемки, комплекс актинометрических, теплобалансовых наблюдений. Проводился комплекс работ по исследованию элементов водного баланса (сток, осадки, испарение), температурного режима водотоков, оценке слоев стаивания льда и водоотдачи наледи, а также снегомерные съемки, определение структуры и строения льда, его физических характеристик. Для проведения специальных наблюдений были разработаны и использованы приборы и оборудование, в частности, переносной гидрометрический лоток для непрерывной регистрации водоотдачи наледи, самописец уровня льда и гидротермобур [Методическое пособие, 1984; Марков М. Л., 1983].

3.3.1. Ледомерные наблюдения на наледи

Участок развития наледи представляет собой сравнительно плоское днище относительно прямоугольной формы, размером $2,2 \times 1,2$ км, со средним уклоном 5 %, заполненное в основном галечно-гравийными отложениями. Полигон был оборудован 240 ледомерными вежами по сетке равностороннего треугольника со стороной 100 м. Наблюдения за ростом наледи начаты 31 декабря 1976 года и проводились

с частотой 1 раз в 10 дней. В период интенсивного таяния наблюдения проводились учащено, 1 раз в 3–5 дней.

Как показали наблюдения, в период роста наледи происходит интенсивное увеличение объема льда на участке. В начале процесса прослеживается более резкое увеличение площади наледи, чем в конце периода формирования. Максимального развития по площади и объему аккумулярованного льда Муруринская наледь достигает, в начале мая месяца. В среднем продолжительность роста наледи составляет шесть месяцев. Максимальная интенсивность нарастания толщины наледи отмечается в марте и составляет 17–18 мм/сутки. К концу апреля в течение 5–10 дней, наблюдается стабилизация в процессе нарастания наледи. В этот период дневное таяние льда компенсируется ночным замерзанием талых вод. С середины мая начинается процесс таяния наледи и продолжается он порядка 4,5 месяца. Следует отметить, что уменьшение объема наледи происходит быстрее, чем площади. Максимальная интенсивность таяния наледного льда отмечается в июле и может достигать 52 мм/сутки. В процессе стаивания наледного льда на поверхности наледи развиваются различные формы микрорельефа, что значительно осложняет фиксацию мощности наледей по ледомерным вехам и приводит к снижению точности оценки мощности наледи на 4 %.

Для выявления особенностей и закономерностей внутрисуточного хода интенсивности стаивания льда Муруринской наледи проводились наблюдения на так называемых «индикаторных площадках». В различных частях наледи размечено 6 индикаторных площадок [рис. 3.5]. Четыре из них квадратной формы, со стороной 50 м, площадью 2500 м², оборудованы 36 вехами, и две шестиугольные, с площадью 19455 м², оборудованы 36 и 54 вехами соответственно. Для определения слоев стаивания ежедневно в утренние и вечерние часы поверхность наледи на индикаторных площадках нивелировалась. По индикаторным площадкам, площади которых эквивалентны площади наледи, приходящейся на одну ледомерную веху, выполнена оценка репрезентативности одной центральной и четырех угловых вех. Выявлено, что различия в слоях стаивания по одиночным вехам и средним по индикаторным площадкам, осредненные за 35 суток, составляют 2–5 %. При осреднении за более короткие промежутки (5–10 суток) различия значительны — до 30 %. В процессе таяния льда наледи и его термоэрозионного разрушения, на наледях могут образовываться обособленные участки льда, что связано с особенностями рельефа и гидрографической сети наледной поляны (рис. 3.7).

Подобные участки в отдельных случаях могут составлять до 10–15 % общей площади наледи, но из-за отсутствия на них вех в ледомерной съемке могут не учитываться. Для учета особенностей их стаивания в пределах Муруринской наледи на четырех изолированных участках ежедневные слои стаивания оценивались по ежедневным нивелировкам. Как показали наблюдения, в процессе стаивания изолированных участков наледи площадью до 150 м² интенсивность таяния, как правило, снижается на 10–20 % по сравнению с основной наледью. При дальнейшем уменьшении площади изолированного участка интенсивность таяния льда резко возрастает, превышая в 2–2,5 раза интенсивность таяния основной наледи. Детально методика ледомерных наблюдений на наледных полигонах изложена в работах ГГИ и здесь не приводится [Алексеев В. Р., Соколов Б. Л., 1980; Методическое пособие, 1984].

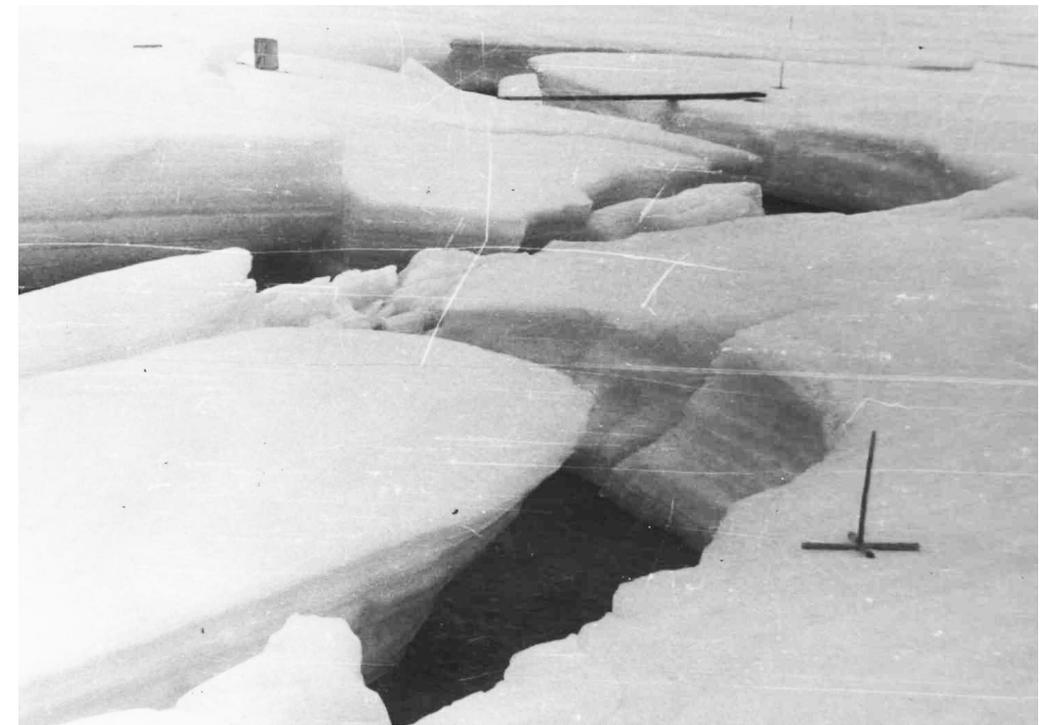


Рис. 3.7. Термо- и водно-эрозионное разрушение Муруринской наледи (на заднем плане — временный гидроствор, на переднем — крестовина для маркировки «индикаторных площадок»)

Своеобразие поверхности льда состоит в том, что она практически водонепроницаема, но в то же время легко изменяется под воздействием внешних факторов, образуя ряд форм микрорельефа, играющих первостепенную роль в водном режиме поверхности льда, влияя на условия накопления и стекания талых и дождевых вод [Голубев Г. И., 1976; Марков М. Л., Соколов Б. Л., 1981]. Основными факторами, влияющими на образование важных с точки зрения водного режима форм микрорельефа, являются солнечная радиация, текущая вода, напряжение в теле наледи, температурный режим активного слоя льда. Проникающая в лед радиация после его нагрева до температуры, близкой к нулю градусов, расходуется на таяние. Таяние всегда начинается по границам кристаллов льда, что приводит к образованию каналов и ячеек, заполненных водой. В дальнейшем лед разделяется на отдельные зерна, превращаясь в рыхлую фильтрующую массу. Нижележащий слой начинает разрушаться и заполняться водой. Поверхностный слой льда, преобразующийся в результате воздействия солнечной радиации, называется радиационной корой таяния [Шумский П. А., 1955]. По наблюдениям на Муруринской наледи в радиационной коре таяния выделяются два типа. Первый тип представляет собой отрицательные формы микрорельефа средней протяженностью 6–8 м и глубиной от 4 до 20 см. В период интенсивного таяния или выпадения жидких осадков эти формы заполняются водой. Второго типа — положительные формы микрорельефа наледи,

размерами 11–13 м. Как показали наблюдения, на индикаторных площадках режим таяния поверхностей разных типов не одинаков. Первый тип поверхности в дневные часы стаивает на 5–10 % больше, чем второй. Распределение по площади наледи различных типов коры таяния оценивалось по наблюдениям на индикаторных площадках и поперечным профилям, проложенным по всей наледи.

При исследовании водного режима коры таяния на Муруринской наледи проводились измерения плотности льда путем взвешивания монолитов льда. Глубина проникновения талых вод и скорость горизонтального перемещения воды определялись с помощью красителей. В ходе этих наблюдений выявлены различия в плотности отдельных горизонтов коры таяния. В частности, в коре таяния прослеживаются два горизонта: верхний, мощностью 6–7 см и плотностью 0,73 г/см³, и нижний — до 12–15 см, с плотностью 0,89 г/см³. Ниже коры таяния распространен монолитный лед.

Относительно малоподвижные запасы воды, накапливающиеся в коре таяния и понижениях микрорельефа, дренируются русловой сетью, развивающейся с началом периода стаивания. В каналах стока по времени существования выделяются три группы:

- каналы стока с продолжительностью существования от часов до суток, со слабо выраженными руслами, сеть которых непрерывно перестраивается;
- каналы стока с продолжительностью существования от нескольких суток до нескольких недель с относительно хорошо выраженными руслами;
- каналы стока, существующие в течение всего периода с хорошо выработанными и глубоко врезанными руслами.

Для исследования особенностей строения гидрографической сети и изучения условий стекания воды по поверхности Муруринской наледи был выполнен большой комплекс специальных работ. В частности, на всех водотоках шириной более 10 см по длине русловой сети на различные даты существования наледи проводились измерения ширины, глубины, скорости течения, а также расстояния между ручьями. Эти работы позволили выявить ряд закономерностей в развитии русловой сети на поверхности наледи.

Для изучения изменения интенсивности водоотдачи с поверхности льда Муруринской наледи проводился комплекс измерений расходов воды в ручьях наледи. Расходы измерялись преимущественно объемным способом. Одновременно с измерением расходов на индикаторных площадках проводилась нивелировка поверхности для определения слоев стаивания льда.

3.3.2. Гидрометрические наблюдения

При исследовании водного режима водотоков, участвующих в формировании наледи и стока с наледи, на Муруринском наледном полигоне проводился комплекс гидрометрических работ на трех стационарных пунктах наблюдений. Эти работы включали выбор и оборудование водомерных постов и гидростворов, организацию и проведение на этих постах режимных наблюдений за уровнями, расходами

и температурным режимом речных вод. Боковая приточность к наледной поляне поверхностного стока определялась по режимным гидрометрическим съемкам по контуру поляны. Дополнительно, для выявления взаимосвязи речных и подземных вод, формирующих наледь, проводились режимные термометрические съемки по водотокам, разгружающимся в приграничной зоне наледной поляны.

Гидрографическая сеть Муруринского наледного полигона достаточно сложна. С восточной стороны к контуру наледной поляны подходят русла реки Мурурин и ручья Холодный. Эти речные системы берут начало в северо-западных отрогах хребта Удокан. Река Мурурин до наледной поляны протекает через два озера, которые оказывают регулирующее влияние на водный режим водотока. Ручей Холодный не имеет регулирующих емкостей. При близком к поверхности залегании многолетнемерзлых пород и значительных уклонов поверхности, талые и дождевые воды достаточно быстро разгружаются в русловую сеть водотока. В периоды повышенной водности (половодье, дождевые паводки) часть стока реки Мурурин по выработанной протоке может перетекать в бассейн ручья Холодный. По материалам аэрофотосъемок в междуречье этих водотоков, непосредственно перед выходом на наледную поляну, выявлено несколько ручейков, питающихся субаквально разгружающимися источниками.

Сток с наледи осуществляется в юго-западной части поляны через две протоки, сливающиеся в одно русло в 300 м ниже наледной поляны. С южного борта к наледи примыкает ручей «Южный», сток которого суммируется со стоком с наледи через одну из проток. Протекая через наледную поляну, река Мурурин и ручей Холодный растекаются множеством временных русел (проток) различной величины. К контуру наледи подходят еще несколько небольших логов, являющихся временными водотоками, по которым поверхностный сток наблюдается только в период формирования дождевых паводков.

Русла основных водотоков реки Мурурин и ручья Холодный сложены крупнообломочным гравием и галькой средней крупности, захлаплены карчей. Ниже наледи, на протяжении почти 4 км, русло песчаное. На основных водотоках, участвующих в притоке и отводе речных вод к наледи и от наледи, оборудовано пять гидрометрических створов. Но основные режимные наблюдения за стоком проводились на трех постах — два поста на входе в наледь и один замыкающий, на выходе реки Мурурин с наледи.

Река Мурурин — верхний створ (рис. 3.8 — входной створ), замыкает площадь водосбора 82,5 км² — организован в 300 м выше входа реки на наледь. Пост оборудован самописцем уровня воды ГР-38, основным и уклонным реечными водомерными постами. На гидростворе сооружен мост, с разметкой скоростных и промерных вертикалей. В створе моста измеряются уровень воды, расходы и температура воды.



Рис. 3.8. Р. Мурурин — верхний створ, дождевой паводок

Река Мурурин — створ Нижний (рис. 3.9).

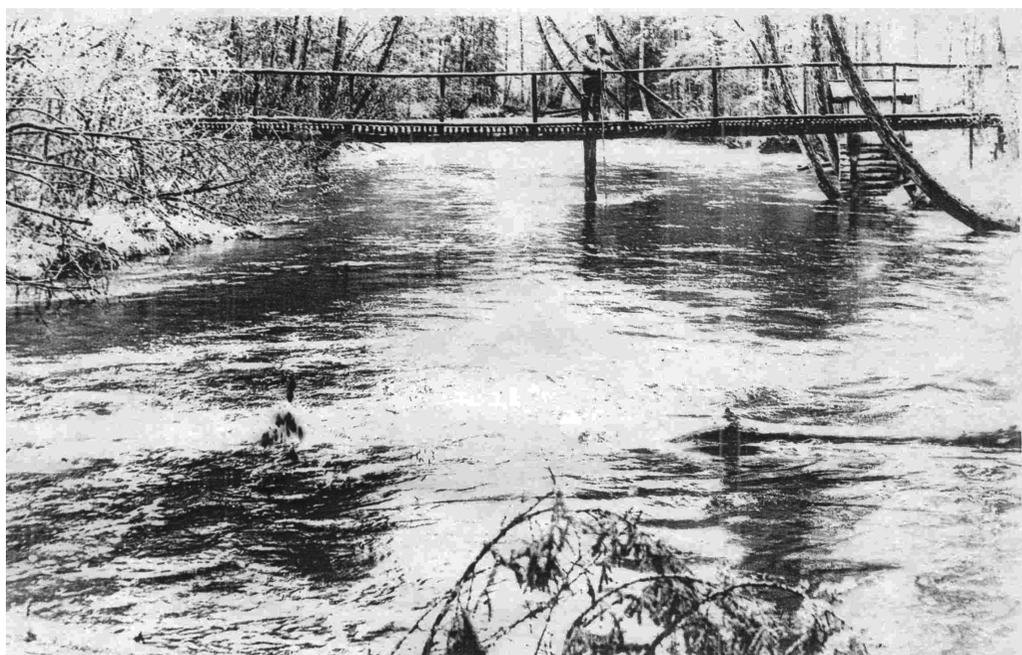


Рис. 3.9. Р. Мурурин — нижний створ в дождевой паводок

Этот створ оборудован на реке Мурурин, в 400 м ниже наледи и используется для оценки отвода речных вод и вод, образующихся от таяния наледного льда и осадков, выпадающих на наледь. Комплекс гидрометрических работ идентичен проводимым на верхнем створе реки Мурурин.

Ручей Холодный (рис. 3.10) — створ наблюдений расположен в 200 м от выхода ручья на наледь. Как и верхний створ на реке Мурурин, является входным створом на наледь. Пост оборудован самописцем уровня воды ГР-38, речными постами — основным и уклонным. Гидроствор оснащен ездовым и разметочным торосом. Измерения расходов воды проводятся с лодки, стандартными вертушками.



Рис. 3.10. Руч. Холодный в паводок

Ручей Южный — створ 1. Створ оборудован речным водомерным постом, самописцем уровня воды ГР-38 и мостиком для измерения расходов воды.

3.3.3. Метеорологические и теплобалансовые наблюдения

Метеорологические наблюдения на Муруринской наледи проводились на двух метеорологических площадках. Основная метеорологическая площадка «Наледь» оборудована в центральной части наледи, на участке с максимальной мощностью ледяного покрова, в 300 м от мыса, вдающегося в наледь с восточной стороны. На площадке установлены два комплекта стандартных психрометрических будок

на полозьях, на уровнях 2 и 0,5 м, оборудованных комплектами термометров для срочных наблюдений и самописцами для непрерывной фиксации температуры и влажности воздуха. Температура поверхности наледи измерялась по срочным термометрам рядом с будками. В непосредственной близости от метеоплощадки установлены актинометрическая стойка и градиентные мачты на крестовинах (рис. 3.11).



Рис. 3.11. Метеоплощадка «Наледь»
(метеорологические, актинометрические и градиентные наблюдения)

Полозья психрометрических будок и крестовины позволяли перемещать установку на расстояние 0,5–1 м при протаивании льда под ними, что позволяло регулировать необходимое высотное положение приборов относительно поверхности наледи. Как показал опыт, место для площадки было выбрано удачно. Ледяной покров на этом участке стаивал полностью в течение лета. Из-за технических трудностей, возникших при установке на наледи мачты флюгера, мачта высотой 11 м закреплена на мысу, в 350 м от метеорологической площадки «Наледь», на твердом грунте. Рядом с мачтой оборудован осадкомер Третьякова, пьювиограф № 1 («метео»), а в палатке для наблюдателя барометр — anerоид и барограф. Для изучения распределения осадков по площади наледи в ее западной части, в 200 м от Зимовья, был установлен пьювиограф № 2, получивший название «остров». Непосредственно у зимовья оборудована площадка с дополнительными метеорологическими приборами. Для проведения параллельных наблюдений на разных высотах

в переходный и зимний период на этой площадке на высоте 2 м установлены психрометрические будки, со стандартным набором термометров и самописцев. Метеорологические наблюдения проводились в соответствии с рекомендациями «Наставления ГМС», вып. 3, ч. 1 [Наставление, 1969].

С 1977 по 1981 год на площадке «Наледь» выполнялся комплекс актинометрических наблюдений, что позволило получить сведения о радиационном режиме участка наледи и выявить особенности в методике проведения таких наблюдений на столь специфических поверхностях. Измерения составляющих радиационного режима осуществлялись в стандартные сроки: 0 ч 30 мин, 6 ч 30 мин, 9 ч 30 мин, 12 ч 30 мин, 15 ч 30 мин и 18 ч 30 мин. В холодный период года - по сокращенной программе [Руководство, 1973; Руководство 1977].

Комплекс теплобалансовых наблюдений на площадке «Наледь» приурочен к срокам 1, 7, 10, 13, 16 и 19 часов местного среднего солнечного времени. В сентябре и последующие месяцы холодного сезона при уменьшении амплитуды колебаний составляющих теплового баланса и для уменьшения нагрузки на наблюдателей теплобалансовые наблюдения, как и актинометрические, проводились по сокращенной программе. Теплобалансовые наблюдения на площадке включают комплекс измерений градиентов температуры (t°), влажности воздуха (e) и скорости ветра (u) на высотах 0,5 и 2 м от поверхности льда. Параллельно выполнялись измерения радиационного баланса (B) [Руководство, 1977]. Дополнительно к стандартной программе периодически наблюдения за скоростью ветра проводились в 5 уровнях — 0,25 м, 0,5 м, 1 м, 1,5 м, 2 м от поверхности льда. Эти наблюдения позволили оценить профиль распределения скорости ветра и определить параметр шероховатости (z_0) наледной поверхности.

В условиях часто повторяющейся инверсии в расчетах составляющих теплового баланса стандартные методы, рекомендуемые Руководством [Руководство, 1977], в частности метод теплового баланса и метод турбулентной диффузии, не применимы. Поэтому расчет составляющих теплового баланса по данным наблюдений на площадке «Наледь» выполнялся по методике, предложенной А. Б. Казанским и А. С. Мониним [Казанский А. Б., Монин А. С., 1961]. В соответствии с предложенной методикой составляющие теплового баланса определяются непосредственно по данным градиентных измерений, без введения промежуточных коэффициентов турбулентной диффузии. Для определения турбулентных потоков тепла и влаги по данной методике достаточно иметь значения осредненной скорости ветра на уровне 1 м, градиенты температуры и влажности воздуха в слое 0,5–2 м и параметр шероховатости подстилающей поверхности (z_0).

Для натурального определения испарения с поверхности наледи в центральной части наледи был проведен эксперимент — оценка испарения по ледовым испарителям, предложенным Ленинградским государственным университетом. Ледовый испаритель представляет собой цилиндр из органического стекла, с дном, диаметром 31,4 см, высотой цилиндра 25 см и толщиной стенок 1 см. В 20 см от верхней кромки внутри цилиндра имеется перегородка с отверстиями для стока стаявшей воды в нижний отсек. Вырезанный при помощи цилиндра испарителя монолит льда загружался в цилиндр ледового испарителя и взвешивался. Затем испарительный цилиндр с монолитом опускался в подготовленное в теле наледи гнездо.

Последующие взвешивания и слив стаявшей воды проводились через 2 часа. Количество стаявшей воды определялось достаточно точно. По наблюдениям за суточным ходом стаивания на рядом расположенных индикаторных площадках результаты определения испарения по испарителям удовлетворительны. Сложность использования состоит в трудоемкости работ и невысокой точности взвешивания монолитов на стандартных платформенных весах.

3.3.4. Съёмки отражательной способности типовых поверхностей (A_{ρ})

Отражательная способность поверхности наледи (альбедо — A_{κ}) является комплексной характеристикой, косвенно отражающей режим таяния наледи. В ходе актинометрических наблюдений на Муруринской наледи определены характеристики A_{κ} в точке в различные периоды жизнедеятельности наледи. Кора таяния наледи, как отражающая поверхность, имеет достаточно большой диапазон значений альбедо, поскольку зависит от форм рельефа, наполненности их водой, цвета, загрязнённости и других факторов. Для выявления закономерностей в распределении отражательной способности наледей в различные периоды их развития и установления типовых распределений A_{κ} , позволяющих оценить распределение тепловых потоков, в период 1976–1984 годы на наледях Верхне-Чарской котловины и наледях других районов проводились ландшафтные и маршрутные съёмки A_{κ} . Ландшафтные съёмки альбедо выполнялись с целью определения характеристик распределения значений A_{κ} на основных формах микрорельефа поверхности наледи. Маршрутные съёмки позволяли оценить распространение типовых значений альбедо (A_{κ}), соответственно, основных форм микрорельефа на исследуемых наледях.

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И РЕЖИМ НАЛЕДЕЙ ПОЗЕМНЫХ ВОД

4.1 Морфология наледей

Необходимость изучения морфологии наледей связана с решением целого ряда задач в исследовании закономерностей функционирования наледей. В частности, морфология наледей связана с:

- определением объема наледного массива, интенсивности его изменения в холодный и теплый периоды года;
- оценкой рельефо- и руслоформирующей роли наледей;
- оценкой гидрологической роли наледей.

Результаты решения основных задач служат для определения гидрографов наледного питания рек, разработки на морфологической основе методов расчета пропускной способности русел с наледными полянами, оценки динамики затопления и опорожнения этих полей, определения регулирующего влияния наледей на пропуск половодий и паводков, оценки влияния на сток химических веществ, тепловой сток.

Все многообразие форм наледных массивов может быть сведено к простой форме, которую характеризуют длина, средняя ширина и мощность ледяного массива, параметры формы поперечного и продольного сечений льда наледи. Значения трех первых параметров могут широко варьировать в пределах одного типа формы наледного тела, изменяя только его масштаб. Изменение формы наледи связано в основном с характером рельефа верхней и нижней поверхности льда. Нижняя поверхность наледного массива определяется характером рельефа подстилающей поверхности участка речной долины, верхняя — условиями растекания и замерзания воды. Замерзание наледобразующих вод происходит в течение 3–6 часов даже при очень низкой температуре воздуха, составляющей от -30 до -40 °С [Алексеев В. Р., Савко Н. Ф., 1975]. За это время наледобразующие воды растекаются по поверхности наледи на большие расстояния, заполняют микропонижения на льду и выравнивают верхнюю границу наледи. Бугры пучения, просадки ледяных массивов нивелируются в процессе роста наледи, поэтому верхняя граница наледного тела практически является плоской.

Рельеф участка речной долины, на котором ежегодно развивается наледь, формируется под действием комплекса процессов, объединенных в две группы: эрозионно-аккумулятивная деятельность водных потоков и криогенные явления и процессы [Соколов Б. Л., 1970; Алексеев В. Г., 1973]. Обе группы процессов воздействуют на транспорт наносов в пределах наледного участка долины и русловой процесс. Эрозионно-аккумулятивная деятельность водных потоков складывается из глубинной и боковой эрозии — процессов взаимосвязанных, но разнонаправленных.

С определенной условностью можно считать, что под влиянием глубинной эрозии вырабатывается продольный, а боковой эрозии — поперечный профиль долины. Роль каждого из этих процессов определяется водным режимом, стоком наносов и ограничивающими факторами [Соколов Б. Л., 1978]. Проявление глубинной и боковой эрозии может резко различаться на наледных участках по сравнению с соседними безналедными участками рек. Под воздействием наледей в речных долинах изменяется местный базис эрозии. Весной водный поток на поверхности льда отклоняется к тому или иному берегу и даже может направляться в новое русло. С течением времени водоток «прорезает» ледяную толщу до основания. Зачастую его положение не совпадает с уже выработанными руслами, что приводит к появлению новых русел. В широких наледных долинах формируется специфический тип руслового процесса — наледная многорукавность [Снищенко Б. Ф., 1984]. В результате усиления боковой эрозии на участках формирования наледей происходит расширение днища долины, увеличение ширины существующих водных потоков, уменьшение средних глубин и изменение продольного уклона водотока. Это явление нашло подтверждение в ходе большого числа инструментальных и аэровизуальных съемок на реках зоны БАМ. Например, в бассейне горной реки Апсат уклоны русел водотоков на наледных полянах меньше в 1,2–1,6 раза, а ширина русел в 3–5 раз больше по сравнению со смежными участками рек. На наледных участках других обследованных водотоков, расположенных в предгорье, уклон русел снижен в 2–5 раз, а глубина — в 1,5 раза по сравнению с безналедными участками рек (табл. 4.1).

Таблица 4.1.

Среднее для равноудаленных от истока участков р. Апсат
соотношение уклонов (I) и ширин (B) водных потоков на наледных ($рн$)
и безналедных ($р$) участках рек

Характеристика	Расстояние от истока, км			
	0–10	10–25	25–50	50–100
Число наледей	4	3	5	4
$I_{русл. наледн}/I_{русла}$	0,87	0,75	0,68	0,62
$B_{русл. нал}/B_{русла}$	5,2	4,6	3,8	3,6

Изменение динамики водного потока на наледных участках приводит к снижению их транспортирующей способности. В частности, по расчетам, выполненным Д. В. Сنيщенко, суммарный расход донных и влекомых наносов в нижнем створе обследованных наледных участков составляет от 2 до 15 % расхода наносов на входном створе [Снищенко Б. Ф., 1984] (табл. 4.2).

Таблица 4.2.

Соотношение средней глубины (H), уклона (I) потоков и суммарных расходов наносов (N) на наледном ($рн$) и смежном с ним верхнем ($р$) участке реки

Наледь на реке, ручье	$H_{рн}/H_p$	$I_{рн}/I_p$	$M_{рн}/M_p$
Мурурин	0,43	0,21	1,8
Холодный	0,49	0,30	4,3
Юктокан	0,68	0,47	14,5

Полученные результаты находят подтверждение в результатах наблюдений за перемещением влекомых и взвешенных наносов на Муруринской наледи. В частности, как показали наблюдения, наносы фракции 10–100 мм и крупнее полностью аккумулируются на наледной поляне Муруринской наледи. В нижней части наледного участка реки Мурурин в период прохождения паводков и половодий возникает зона подпора. На этом участке скорость течения воды снижается до 0,1–0,2 м/с, что способствует аккумуляции взвешенных наносов. По предварительным оценкам, накопление аллювия в пойме для Муруринской наледной поляны составляет в среднем порядка 0,15 мм после каждого ее заполнения наледным льдом. Основная часть наносов накапливается на зарастающих остановившихся грядах и многолетних буграх пучения. В понижениях и на ровных участках наледной поляны наносы мелкой фракции вымываются тальми наледными водами. На наледном участке, особенно в его верхней части, остаются только грубообломочные гравийно-галечные отложения — «наледный аллювий».

Криогенные руслоформирующие процессы обусловлены фазовыми переходами воды, водяной пар ↔ лед и связанными с ними физическими, химическими, биохимическими процессами [Алексеев В. Р., 1973]. Вследствие снижения температуры подстилающих пород и увеличения увлажненности рыхлых отложений на наледных участках активность криогенных процессов увеличивается по сравнению со смежными участками. Снижение температуры подстилающих пород обусловлено тем, что в летний период наледный массив служит тепловым экраном из-за высоких значений альбедо его поверхности, а также из-за поглощения и рассеивания солнечной радиации в верхнем слое льда. Криогенные процессы приводят к пучениям, просадкам, разрушению и криогенному оплыванию грунтов, что способствует их разрыхлению и плановому перемещению, выравниванию поверхности наледного участка долины. Особенно интенсивно эти процессы протекают вблизи постоянно действующих источников подземных вод [Алексеев В. Р., 1973, 1974; Толстихин О. Н., 1974]. В результате с этих участков происходит интенсивный вынос рыхлого материала, уменьшение мощности аллювия и увеличение его промерзания. Промерзание приводит к смещению головки формирующего наледь источника в сторону деградации вечной мерзлоты. В большинстве случаев выходы подземных вод, маркируемые таликами, расположены в верхней части наледных участков долин. Поэтому деградация вечной мерзлоты развивается преимущественно вверх по течению реки, что приводит к смещению наледного массива в этом направлении. Максимальная скорость миграции наледи вверх по течению зафиксирована

В. Р. Алексеевым в бассейне реки Чульман и составляет порядка 30 м в год [Алексеев В. Г., 1973]. В настоящее время отсутствуют данные наблюдений, которые могли бы в количественной форме оценить роль процессов каждой из рассмотренных групп в формировании наледного ложа. Эта задача решается на качественном уровне. Предположим, что площадь наледной поляны может быть поделена на зоны преобладающего влияния каждой группы рассматриваемых процессов. В этом случае определение доли влияния сводится к нахождению площади наледного участка, рельеф которого сформирован в результате одной из указанных групп процессов. На современном уровне изученности может быть определена только зона влияния эрозионно-аккумулятивной деятельности водных потоков на основе развитой в Государственном гидрологическом институте гидроморфологической теории руслового процесса. В рамках этой теории выдвинута гипотеза о связи типов русловых процессов «со степенью ограничения гидродинамической неустойчивости речной струи боковыми склонами долины» [Снищенко Б. Ф., 1984]. В качестве показателей типа руслового процесса предложены два соотношения (B_n/V) и (I_n/I), в которых B_n и I_n — ширина и уклон долины (наледной поляны) на заданном участке, V и I — ширина и уклон водотока на этом участке. Параметр (B_n/V) отражает плановые колебания русла, тогда как (I_n/I) характеризует потерю энергии в потоках разной степени извилистости. По данным инструментальных съемок построена зависимость между относительным уклоном и относительной шириной наледных участков речных долин (рис. 4.1). Между относительными параметрами ширины и уклона (B_n/V) и (I_n/I) установлена приближенная связь:

$$I_n/I = 0,5B_n/V + 0,95. \quad (4.1)$$

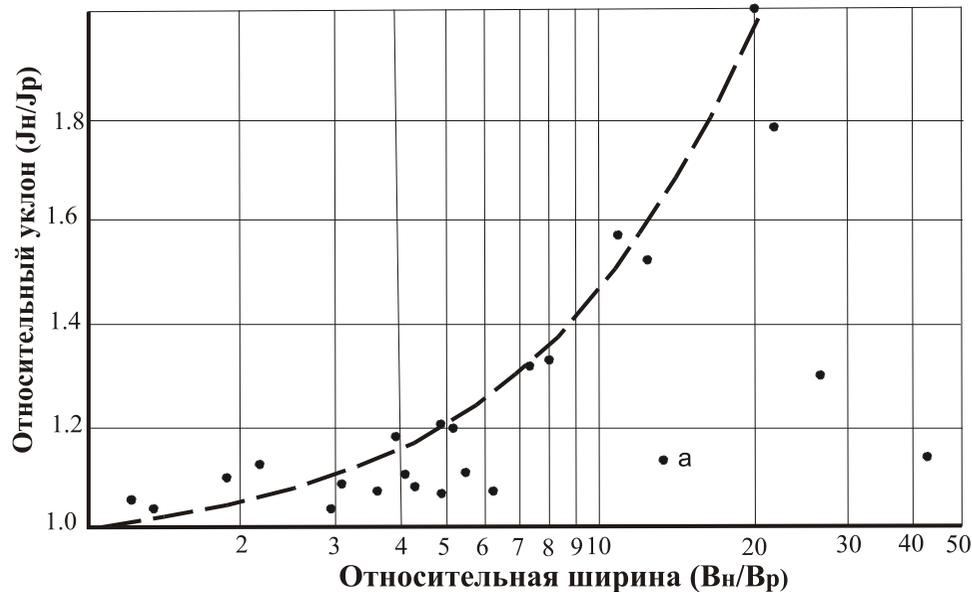


Рис. 4.1. Связь относительного уклона (I_n/I) с относительной шириной (B_n/V_r) наледных участков речных долин

Пунктирной линией на рисунке 4.1 проведена связь относительных элементов. Можно предположить, что рельеф тех наледных участков, данные по которым близки к пунктирной линии на рис. 4.1, формируется в результате преимущественно руслового процесса. Отклонение точек вправо от линии связи указывает на влияние второй группы факторов, которые приводят к дополнительному расширению наледной поляны или уменьшению ее уклона. Таким образом, по графику, представленному на рисунке 4.1, можно ориентировочно оценить долю влияния процессов каждой из двух групп. Например, точка с индексом а (Шахтаумская наледь) отклоняется от линии связи на 11 % от средней ширины наледи при $B_n/V = 13$. В данном случае наледная поляна формируется за счет руслового процесса только на 23 % ее площади. Большинство точек на графике рис. 4.1 расположено вблизи линии связи. Это указывает на преобладающее влияние руслового процесса в формировании рельефа наледных участков речных долин. Русловые процессы преобразуют наледные поляны в совокупности с криогенными процессами, роль которых сводится к разрушению и уменьшению связности горных пород, к увеличению их подвижности. В результате взаимодействия руслового и криогенных процессов формируются разнообразные по форме поперечные и продольные сечения наледных участков речных долин. Установление закономерностей строения этих сечений необходимо для количественного описания строения наледного массива.

Для аналитического описания поперечного профиля русел в гидравлике используется приведение поперечного сечения к единичной форме (ширина в долях от максимальной ширины, глубина в долях максимальной глубины). Смысл такой схематизации заключается в том, что каждое естественное сечение описывается некоторой геометрической фигурой, в которой сохраняются индивидуальные черты естественных форм сечений. Этот прием, позволяющий выявить морфологические особенности различных речных долин, был использован для описания поперечных сечений наледей подземных вод. Пример распределения мощности льда по схематизированному поперечному сечению отдельных наледей представлен на рисунке 4.2.

Каждое характерное сечение на рис. 4.2 получено путем осреднения до 15 сечений, определенных по результатам инструментальных съемок. Распределение мощности по осредненным поперечным сечениям наледей описывается следующим выражением с безразмерными параметрами:

$$(1 - B_i/V_n)^r = H_i/H_n, \quad (4.2)$$

где H_n — средняя максимальная мощность льда, м; B_n — средняя ширина наледи, м; H_i — мощность льда на расстоянии B от вертикали H_n ; B_i — ширина наледи на расстоянии B от вертикали, r — эмпирический коэффициент, отражающий степень отличия поперечного профиля от прямоугольного сечения. При значениях $r = 0$ поперечный профиль долины имеет «ящикообразный» вид, при $r = 1$ поперечный профиль V-образной формы.