

Руководство по приборам и методам наблюдений

Том II — Измерение криосферных переменных

Издание 2023 г.

ПОГОДА КЛИМАТ ВОДА



ВСЕМИРНАЯ
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ
ОРГАНИЗАЦИЯ

ВМО-№ 8

Руководство по приборам и методам наблюдений

Том II — Измерение криосферных переменных

Издание 2023 г.



ВСЕМИРНАЯ
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ
ОРГАНИЗАЦИЯ

ВМО-№ 8

РЕДАКТОРСКОЕ ПРИМЕЧАНИЕ

Терминологическая база данных ВМО «МЕТЕОТЕРМ» доступна по адресу: <https://wmo.int/ru/wmo-community/meteoterm>.

Читателям, копирующим гиперссылки, выделяя их в тексте, следует учесть, что могут появиться дополнительные пробелы, непосредственно следующие за <http://>, <https://>, <ftp://>, <mailto:>, а также за наклонными чертами (/), дефисами (-), точками (.) и неразрывными последовательностями символов (букв и цифр). Эти пробелы должны быть удалены из вставленного URL. Правильный URL отображается на экране, если навести курсор на ссылку или нажать на нее, а затем скопировать ее из браузера.

ВМО-№ 8

© Всемирная метеорологическая организация, 2023

Право на опубликование в печатной, электронной или какой-либо иной форме на каком-либо языке сохраняется за ВМО. Небольшие выдержки из публикаций ВМО могут воспроизводиться без разрешения при условии четкого указания источника в полном объеме. Корреспонденцию редакционного характера и запросы в отношении частичного или полного опубликования, воспроизведения или перевода настоящей публикации следует направлять по адресу:

Chair, Publications Board
World Meteorological Organization (WMO)
7 bis, avenue de la Paix
P.O. Box 2300
CH-1211 Geneva 2, Switzerland

Тел.: +41 (0) 22 730 84 03
Электронная почта: publications@wmo.int

ISBN 978-92-63-40008-6

ПРИМЕЧАНИЕ

Обозначения, употребляемые в публикациях ВМО, а также изложение материала в настоящей публикации не означают выражения со стороны ВМО какого бы то ни было мнения в отношении правового статуса какой-либо страны, территории, города или района, или их властей, а также в отношении делимитации их границ.

Упоминание отдельных компаний или какой-либо продукции не означает, что они одобрены или рекомендованы ВМО и что им отдается предпочтение перед другими аналогичными, но не упомянутыми или не прорекламированными компаниями или продукцией.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	v
ГЛАВА 1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ	1
1.1 Наблюдение за криосферой	1
1.2 системы наблюдения за криосферой	1
1.3 Общие требования к размещению и установке приборов, предъявляемые к станциям измерения криосферных переменных.....	1
1.4 Стандарты измерений и передовая практика	2
1.4.1 Снег	2
1.4.2 Ледники и ледяные шапки	3
1.4.3 Ледяные щиты.....	5
1.4.4 Шельфовые ледники	5
1.4.5 Айсберги.....	5
1.4.6 Морской лед	6
1.4.7 Озерный лед	8
1.4.8 Речной лед	9
1.4.9 Многолетняя мерзлота	10
1.4.10 Сезонно-мерзлый грунт	11
1.4.11 Приземная метеорология (на станциях КριοНет)	11
1.5 Неопределенность измерений	11
Ссылки и дополнительные материалы	12
ГЛАВА 2. ИЗМЕРЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА	13
2.1 Общая информация	13
2.1.1 Определения, единицы измерения и шкалы.....	13
2.2 Размещение и установка приборов	15
2.3 Высота снежного покрова.....	16
2.3.1 Неавтоматические измерения высоты снежного покрова	16
2.3.1.1 Методы проведения измерений	16
2.3.1.2 Процедуры измерения и передовая практика.....	19
2.3.1.3 Источники ошибки	21
2.3.2 Автоматические измерения высоты снежного покрова	22
2.3.2.1 Методы проведения измерений	22
2.3.2.2 Процедуры измерения и передовая практика	24
2.3.2.3 Источники ошибки	28
2.4 Водный эквивалент снежного покрова	29
2.4.1 Ручные измерения водного эквивалента снежного покрова.....	29
2.4.1.1 Методы проведения измерений.....	29
2.4.1.2 Процедуры измерения и передовая практика.....	32
2.4.1.3 Источники ошибки	38
2.4.2 Автоматические измерения водного эквивалента снежного покрова.....	39
2.4.2.1 Методы проведения измерений.....	39
2.4.2.2 Процедуры измерения и передовая практика.....	41
2.4.2.3 Источники ошибки	42
2.5 Свойства снежного покрова.....	43
2.6 Высота слоя выпавшего снега	43
2.6.1 Ручные измерения высоты слоя выпавшего снега	44
2.6.1.1 Методы проведения измерений	44
2.6.1.2 Процедуры измерения и передовая практика.....	44
2.6.1.3 Источники ошибки	45

2.7	Наличие снега на земле.	45
2.7.1	Ручные измерения наличия снега на поверхности земли.	45
2.7.1.1	Методы проведения измерений.	45
2.7.1.2	Процедуры измерения и передовая практика.	46
2.7.1.3	Источники ошибки.	46
	Справочная и дополнительная литература.	47
ГЛАВА 3. ИЗМЕРЕНИЕ ЛЕДНИКОВ.		49
3.1	Общая информация.	49
3.1.1	Резюме.	49
3.1.2	Введение.	50
3.1.3	Определение.	51
3.1.4	Ледники по всему миру.	51
3.1.5	Переменные, используемые в наблюдениях баланса массы.	52
3.2	Кадастры ледников и схемы классификации.	53
3.2.1	Кадастры ледников.	53
3.2.2	Характеристика ледников.	53
3.2.3	Классификация ледников.	55
3.2.4	Выбор ледников для измерений.	55
3.3	Контурные и площади ледников.	57
3.3.1	Введение.	57
3.3.2	Создание контуров ледников.	58
3.4	Толщина и объем ледников.	62
3.4.1	Радиоэхозондирование для определения толщины ледника.	62
3.4.2	Определение рельефа подстилающей породы и объема ледника.	65
3.4.3	Погрешность и неопределенности измерений.	66
3.4.4	Компиляция измерений толщины льда в глобальном масштабе.	67
3.5	Измерения колебаний и длины фронта ледников.	67
3.5.1	Справочная информация.	67
3.5.2	Измерения колебания фронта – полевые данные.	68
3.5.3	Предоставление отчетности о колебаниях фронта и изменении длины. ..	68
3.5.4	Другие источники данных об изменении длины.	70
3.5.5	Неопределенность.	70
3.6	Терминология баланса массы и системы представления отчетности.	70
3.6.1	Терминология баланса массы.	71
3.6.2	Системы представления отчетности о балансе массы.	74
3.7	Измерения поверхностной аккумуляции.	75
3.7.1	Ручные измерения высоты и плотности снега на ледниках.	75
3.7.2	Измерения глубины снежного покрова с помощью грунтопроникающего радара.	79
3.8	Измерения поверхностной абляции.	80
3.8.1	Абляционные рейки на ледниках и ледяных шапках.	80
3.8.2	Буровое оборудование.	83
3.8.3	Установка и показания реек.	83
3.8.4	Автономные измерения абляции на ледниках.	87
3.8.5	Источники ошибки и неопределенности.	88
3.9	Расчет баланса массы.	90
3.9.1	Методы отображения и расчета баланса массы.	90
3.9.2	Геодезические методы определения баланса массы.	92
3.9.3	Обнаружение и коррекция систематической погрешности в записях гляциологического баланса массы.	95
3.9.4	Неопределенность в изменениях массы, определенных геодезическим методом.	95
	Приложение. Меры безопасности во время полевых работ на ледниках.	97
	Справочная и дополнительная литература.	100

ПРЕДИСЛОВИЕ

В руководствах ВМО описываются практики и процедуры, которым Членам предлагается следовать при разработке и осуществлении своих мер, направленных на обеспечение соответствия правилам Технического регламента ВМО.

Одной из давних публикаций в этой серии является [Руководство по приборам и методам наблюдений](#) (ВМО-№ 8), которое впервые было опубликовано в 1950 году. Настоящее Руководство является авторитетным справочным материалом по всем вопросам, касающимся приборов и методов наблюдений в контексте Интегрированной глобальной системы наблюдений ВМО (ИГСНВ). Единообразные, прослеживаемые и высококачественные данные наблюдений представляют собой важнейший вклад в большинство областей применений ВМО, таких как мониторинг климата, численное прогнозирование погоды, наукастинг и прогнозирование явлений суровой погоды, каждая из которых способствует повышению благополучия обществ по всему миру.

Основная цель Руководства — предоставить руководящие указания в отношении наиболее эффективных практик и процедур, а также возможностей приборов и систем, которые регулярно используются для производства метеорологических, гидрологических и связанных с окружающей средой измерений и наблюдений за окружающей средой для удовлетворения конкретных потребностей различных областей применений. Теоретические основы техники и методов наблюдений изложены в тексте и подкреплены ссылками и списком справочной и дополнительной литературы для получения дополнительной справочной информации и сведений.

Постоянная эволюция и стандартизация практики измерений и наблюдений, а также быстрое развитие новых методов и технологий производства измерений привели к превращению Руководства в значительно более крупный, фундаментальный и важный источник информации. Начиная с издания 2018 года, Руководство разделено на тома, которые могут обновляться и публиковаться независимо друг от друга.

Текущее издание Руководства включает:

Том I — Измерения метеорологических переменных

Том II — Измерение криосферных переменных

Том III — Системы наблюдений

Том IV — Космические наблюдения

Том V — Обеспечение качества и менеджмент систем наблюдений.

Настоящее издание тома II, подготовленное в 2023 году, было утверждено на семьдесят шестой сессии (ИС-76) Исполнительного совета ВМО. По сравнению с изданием 2018 года в данном издании обновлены [глава 2](#) «Измерение снежного покрова» и добавлена новая [глава 3](#) «Измерение ледников».

В процессе обновления настоящего тома ВМО воспользовалась плодотворным сотрудничеством между экспертами сообщества Глобальной службы криосферы и Постоянным комитетом по вопросам измерений, приборного оснащения и прослеживаемости Комиссии по наблюдениям, инфраструктуре и информационным системам и ее Редакционным советом. В частности, я хотела бы отметить большой вклад следующих экспертов: Крейга Смита (Министерство окружающей среды и изменения климата Канады, Канада), Чарльза Фирца, Анны Хаберкорн и Кристофа Марти (Швейцарский институт исследования снега и лавин, ВСЛ, Швейцария) в подготовку главы 2 «Измерение снега»; и Торстейна Торстейнссона (Исландское метеорологическое бюро, Исландия), Якоба Абермана (факультет географии и региональных наук, Университет Граца, Австрия), Лисс М. Андреассен (Норвежское управление водных

ресурсов и энергетики, Норвегия), Чарльза Фирца (Швейцарский институт исследования снега и лавин, ВСЛ, Швейцария) и Маттиаса Хусса (Лаборатория гидравлики, гидрологии и гляциологии, Швейцарская высшая техническая школа Цюриха (ETH Zurich), Швейцария) в подготовку главы 3 «Измерение ледников».

От имени ВМО позвольте выразить мою искреннюю признательность всем тем, чьи колоссальные усилия сделали возможной публикацию этого нового издания.

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'C. Saulo', written in a cursive style.

(Профессор Селеста Сауло)
Генеральный секретарь

ГЛАВА 1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1.1 НАБЛЮДЕНИЕ ЗА КРИОСФЕРОЙ

Криосфера в совокупности описывает компоненты системы Земля, зачастую содержащие воду в замерзшем состоянии; к ним относятся твердые осадки, снег, ледники и ледяные шапки, ледяные щиты, шельфовые ледники, айсберги, морской, озерный и речной лед, многолетняя мерзлота и сезонно-мерзлый грунт. Однако многолетняя мерзлота может быть «сухой», поэтому к криосфере также относится любой природный материал в замороженном состоянии. Криосфера состоит из элементов, которые находятся на поверхности земли или под ней либо которые измеряются на поверхности, как в случае твердых осадков, за исключением ледяных облаков. Криосфера носит глобальный характер и существует не только в Арктике, Антарктике и горных регионах, но и на различных широтах примерно в ста странах. Она представляет собой один из наиболее полезных индикаторов изменения климата, оставаясь, однако, одной из самых неизученных областей системы Земля. Улучшение мониторинга криосферы и интеграция такого мониторинга крайне важны для полной оценки, прогнозирования и адаптации к изменчивости и изменению климата.

1.2 СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА КРИОСФЕРОЙ

ВМО в сотрудничестве с другими национальными и международными органами и организациями, используя свои глобальные возможности в области наблюдений и телесвязи, способна обеспечивать комплексную, достоверную и непрерывную оценку состояния криосферы в рамках Глобальной службы криосферы (ГСК). Система приземных наблюдений ГСК считается компонентом Интегрированной глобальной системы наблюдений ВМО (ИГСНВ), который ориентирован на криосферу и вносит вклад в Глобальную систему наблюдений за климатом (ГСНК) и Глобальную систему систем наблюдений за Землей (ГЕОСС). Глобальная служба криосферы способствует созданию высокоширотных и альпийских станций с проведением сравнительных измерений ключевых переменных, особенно многолетней мерзлоты и снежного покрова, таким образом укрепляя роль ГСНК и Глобальной системы наблюдений за поверхностью суши (ГСНПС), занимающихся вопросами многолетней мерзлоты, ледников и гидрологии.

1.3 ОБЩИЕ ТРЕБОВАНИЯ К РАЗМЕЩЕНИЮ И УСТАНОВКЕ ПРИБОРОВ, ПРЕДЪЯВЛЯЕМЫЕ К СТАНЦИЯМ ИЗМЕРЕНИЯ КРИОСФЕРНЫХ ПЕРЕМЕННЫХ

Характеристики пункта измерений должны фиксироваться в метаданных станции. К важным характеристикам размещения относятся среди прочего тип поверхности (минеральная почва или органические слои, тип растительности, лед и т. д.), преобладающее направление ветра, схема размещения пункта и подверженность воздействию ветра и солнечной радиации. Область измерения должна быть репрезентативной для окружающего ландшафта. Для недопущения нерепрезентативных измерений на альпийских станциях следует избегать производства измерений на участках с более интенсивным воздействием, чем у окружающего ландшафта.

Наконец, при размещении следует учитывать доступность и постоянство, поскольку в конечном итоге они влияют на непрерывность записи. Кроме того, в случае автоматизированных измерений при размещении могут учитываться источник питания и связь.

1.4 СТАНДАРТЫ ИЗМЕРЕНИЙ И ПЕРЕДОВАЯ ПРАКТИКА

Для того чтобы обеспечить высокое качество и последовательность наблюдений, измерения криосферных переменных на станциях ГСК будут проводиться в соответствии с принятыми стандартами. Многие стандарты измерений были составлены с помощью ГСК и других сетей, однако данный перечень не является исчерпывающим для ряда криосферных измерений. Изначальный перечень существующих документов, описывающих практики измерений или, в некоторых случаях, передовую практику обработки данных наблюдений, можно найти на [веб-сайте ГСК](#).

У некоторых криосферных сетей есть собственные стандарты. В рамках ГСК будут предприняты значительные усилия по установлению стандартов, согласующихся с существующими, а также с руководящими принципами наблюдений за отдельными криосферными переменными, некоторые из которых регулярно используются. Таким образом, стандарты измерений ГСК будут основываться на существующих стандартах, например, стандартах, изложенных в *Руководстве по гидрологической практике* (ВМО-№ 168), в публикации *Snow cover measurements and areal assessment of precipitation and soil moisture* (Измерения снежного покрова и оценка по площади осадков и влажности почвы) (WMO-No. 749) и Международной классификации для сезонно-выпадающего снега (Fierz et al., 2009), и по мере необходимости будут добавляться новые стандарты. Они будут рассмотрены научным сообществом, доработаны по мере необходимости и приведены в настоящем Руководстве, которое является стандартным документом ГСК по измерениям и передовой практике, связанным с криосферой.

Глобальная служба криосферы составила приведенный ниже перечень обязательных, рекомендуемых и желательных измерений характеристик для каждого компонента криосферы (таблицы 1.1-1.11). В настоящее время обязательные измерения переменных перечислены только для метеорологических приземных измерений на станциях КριοНет, поэтому в настоящем Руководстве описаны только рекомендуемые измерения криосферных переменных. Рекомендуемые измерения криосферных переменных могут позднее стать обязательными.

1.4.1 Снег

На данный момент не существует глобального, скоординированного мониторинга снега на поверхности земли. Это связано с тем, что требования, предъявляемые к сети, различаются в зависимости от области применения: предупреждение о лавинах, метеорологические наблюдения, снег, гидрология и т. д. В связи с этим руководящие принципы по передовой практике содержатся в различных наставлениях, относящихся к каждому из таких применений, и часто совпадают друг с другом. Более того, передовая практика, используемая в альпийском регионе, может быть неприменима в экстремальных условиях, подобных тем, которые наблюдаются в Восточной Антарктике, где, например, гораздо труднее однозначно определить глубину снежного покрова.

С 1954 года существует *Международная классификация для сезонно-выпадающего снега* (МКСВС), которая охватывает многие, но не все аспекты мониторинга снега, а также измерения и наблюдения за его свойствами. Рабочая группа Международной ассоциации криосферных наук (МАКН) провела обзор МКСВС, которая в настоящее время доступна в режиме онлайн (Fierz et al., 2009).

Однако по мере того, как число регулярных и непрерывных неавтоматизированных наблюдений сокращается во всем мире, необходимо в срочном порядке расширить наши возможности по автоматическому измерению снега на поверхности земли и проверке этих измерений по данным неавтоматизированных наблюдений. Одним из важных шагов в этом направлении является проводимый ВМО Эксперимент по взаимному сравнению измерений твердых осадков (ЭВСТО). Аналогично вышесказанному, требования варьируются в зависимости от применения. Погрешность ± 5 см в высоте свежеснежного покрова может не показаться критической при прогнозировании лавин, однако после выпадения 1 см снега на дорогах могут потребоваться снегоуборочные работы.

Таблица 1.1. Список обязательных, рекомендуемых и желательных измерений характеристик снежного покрова

Категория измерения	Характеристика	Периодичность				
		каждый час	каждый день	каждую неделю	каждый месяц	каждый год
Обязательное	В настоящее время отсутствуют					
Рекомендуемое	Высота снежного покрова (с использованием системы снегомерных реек и снегомерных маршрутов)	А (С, Л, МЛ, ОРЛ)	Н (С)	Н (МЛ, ОРЛ) ^а		Н (Л, ЛЩ)
	Водный эквивалент снега	А (С)		Н (С) ^а		Н (Л, ЛЩ)
	Свойства снега (плотность, удельная площадь поверхности, форма и размер зерна, жесткость, водосодержание, соленость, химический состав, примеси, механические характеристики)			Н (С) ^а		Н (ЛЩ)
	Наличие снега на поверхности земли		Н (С)			
Желательное	Высота снежного покрова	А (ЛЩ, ММ)	Н (ММ)	Н (С) ^а		
	Свойства снега			Н (МЛ, ОРЛ) ^а		
	Высота слоя выпавшего снега		Н (С)			
	Водный эквивалент выпавшего снега		Н (С)			
	Протяженность снежного покрова	А (МЛ, ОРЛ)		Н (МЛ, ОРЛ) ^а		
	Температура поверхности снега	А (С, МЛ)		Н (МЛ, ОРЛ) ^а		
	Температура снега	А (С)				
	Поземок	А (С)	Н (С)			

Обозначения:

А:	автоматическое	ОРЛ:	озерный и речной лед
Н:	неавтоматическое	ММ:	многолетняя мерзлота
Л:	ледники	С:	снег
ЛЩ:	ледяные щиты	МЛ:	морской лед

Примечание:

^а Каждые две недели

1.4.2 Ледники и ледяные шапки

Глобальная сеть наблюдений за поверхностью суши — ледники (ГСНПС-Л) является основой для координируемого на международном уровне мониторинга ледников и ледяных шапок в поддержку Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата (РКИКООН). Система ГСНК/ГСНПС управляется совместно Всемирной службой мониторинга ледников (ВСМЛ) Международной ассоциации

криосферных наук (МАКН), Национальным центром данных по снегу и льду (НЦДСЛ) Соединенных Штатов Америки и Глобальной инициативой по мониторингу материкового льда из космоса (ГЛИМС).

Помимо подробных (индексных) измерений *in situ* баланса массы, в перечнях ледников содержится основная информация о физико-географических свойствах ледников, включая их границы и топографию поверхности. Кроме того, предпринимаются усилия по сбору стандартизированных данных измерений толщины ледников.

В 2015 году ВСМЛ разработала серию Глобальный бюллетень по изменениям ледников (ГБИЛ) с целью предоставления интегрированной оценки глобальных и региональных изменений ледников с периодичностью в два года. С основными данными можно ознакомиться на официальных веб-сайтах вышеупомянутых организаций.

Таблица 1.2. Список обязательных, рекомендуемых и желательных измерений характеристик ледников и ледяных шапок

Категория измерения	Характеристика	Периодичность				
		каждый час	каждый день	каждую неделю	каждый месяц	каждый год
Обязательное	В настоящее время отсутствуют					
Рекомендуемое	Поверхностная аккумуляция (в конкретной точке)	A				H ^a
	Поверхностная абляция (в конкретной точке)	A				H
	Поверхностный баланс массы (по всему леднику)					H
	Поверхностный баланс массы (в конкретной точке)	A				H
	Площадь ледника (по всему леднику)					H ^b
Желательное	Поверхностная абляция у поверхности (по всему леднику)					H
	Абляция у основания (в конкретной точке)	A				H
	Толщина ледника (в конкретной точке)					H ^b
	Объем ледника (по всему леднику)					H ^b
	Сток с ледника	A				
	Интенсивность откалывания (в конкретной точке)					A/H
	Скорость льда (в конкретной точке)		A			H
	Профиль температуры льда/фирна (в конкретной точке)	A				

Обозначения:

A: автоматическое H: неавтоматическое

Примечания:

^a Сезонное

^b Многолетнее

1.4.3 **Ледяные щиты****Таблица 1.3. Список обязательных, рекомендуемых и желательных измерений характеристик ледяных щитов**

Категория измерения	Характеристика	Периодичность				
		каждый час	каждый день	каждую неделю	каждый месяц	каждый год
Обязательное	В настоящее время отсутствуют					
Рекомендуемое	Поверхностная аккумуляция (в конкретной точке)		A			
	Поверхностная абляция (в конкретной точке)		A			
	Поверхностный баланс массы (в конкретной точке)		A			H
Желательное	Толщина ледового щита (в конкретной точке)					H ^a
	Скорость льда (в конкретной точке)				A	
	Профиль температуры льда/фирна (в конкретной точке)	A				

Обозначения:

A: автоматическое H: неавтоматическое

Примечание:

^a Многолетнее1.4.4 **Шельфовые ледники****Таблица 1.4. Список обязательных, рекомендуемых и желательных измерений характеристик шельфовых ледников**

Категория измерения	Характеристика	Периодичность				
		каждый час	каждый день	каждую неделю	каждый месяц	каждый год
Обязательное	В настоящее время отсутствуют					
Рекомендуемое	Абляция у основания					A/H
	Скорость льда		A			H

Обозначения:

A: автоматическое H: неавтоматическое

1.4.5 **Айсберги**

Айсберги встречаются в основном в Северном Ледовитом океане и прилегающих морях до Ньюфаундленда и Лабрадора в южном направлении, а также в Южном океане. Мониторинг айсбергов является важнейшим вопросом безопасности для передвижений, а также работы предприятий в полярных морях и служит источником данных для климатологического анализа, например для оценки потери массы ледяных щитов ледников.

Мониторинг айсбергов в значительной степени основан на снимках, полученных с помощью дистанционного зондирования. Тем не менее наблюдения за айсбергами являются частью нескольких программ наблюдения на местах, включая наблюдения с судов (см. Jacka and Giles, 2007; Romanov et al., 2011).

Наблюдения за айсбергами на местах как в Арктике, так и в Антарктике включают основные наблюдения за их расположением, размером и плотностью скопления, а также за движением, формой и осадками.

Таблица 1.5. Список обязательных, рекомендуемых и желательных измерений характеристик айсбергов

Категория измерения	Характеристика	Периодичность				
		каждый час	каждый день	каждую неделю	каждый месяц	каждый год
Обязательное	В настоящее время отсутствуют					
Рекомендуемое	Расположение айсберга			H		
	Форма и размер айсберга			H		
	Скопление айсбергов (на единицу площади)			H		
Желательное	Движение айсберга		A/H			
	Высота айсберга (над поверхностью воды)		A/H			
	Ширина и длина айсберга (по ватерлинии)		A/H			
	Осадка айсберга			A ^a		
	Трехмерная модель подводной части			A ^a		

Обозначения:

A: автоматическое H: неавтоматическое

Примечание:

^a Каждые две недели

1.4.6 Морской лед

Морской лед, покрытые льдом озера и реки, а также айсберги оказывают влияние на крупные регионы, имеющие экономическое, экологическое и социальное значение.

Информацию о состоянии морского льда предоставляют национальные ледовые службы, осуществляющие непрерывный мониторинг морского льда, озерного и речного льда, а также айсбергов. К числу других органов, участвующих в таком мониторинге, относятся Международная ледовая разведка, а также научное сообщество, работающее в масштабах полушарий, околополярных областей и регионов. Для оперативных целей многие свойства льда отображаются на ледовых картах в виде двухмерных (2D) параметров (полигонов). Однако очевидно, что спутниковое дистанционное зондирование является основным источником данных для мониторинга морского льда, хотя не все ключевые параметры можно наблюдать с достаточной точностью с помощью космических измерительных приборов. Измерения *in situ*, с берега, судовые и бортовые измерения являются важным дополнительным, а иногда и основным источником информации. Такие инициативы, особенно в области судовых и бортовых измерений, в значительной степени осуществляются в поддержку научных исследований. Стандартные процедуры наблюдений (такие как [Протокол наблюдения за поведением морского льда и климатом в Антарктике](#) (АСПЕКТ) и [Инструмент стандартизации наблюдений за морским льдом](#)

с арктических судов (АССИСТ)) крайне важны для успешного получения данных. В последнее время предпринимаются усилия по унификации протоколов наблюдений в Антарктике и Арктике.

Таблица 1.6. Список обязательных, рекомендуемых и желательных измерений характеристик морского льда

Категория измерения	Характеристика	Периодичность				
		каждый час	каждый день	каждую неделю	каждый месяц	каждый год
Обязательное	В настоящее время отсутствуют					
Рекомендуемое	Толщина морского льда	A		H ^a		
	Надводная часть морского льда	A		H ^a		
	Стадия таяния морского льда			H		
	Класс морского льда (дрейфующий или припай)		H			
Рекомендуемое – для дрейфующего льда	Вид морского льда (ровный/наслоенный/торосы и дескриптор ледяного поля)		H			
	Форма льда (размер ледяного поля)			H		
Желательное	Разводье в морском льду (расщелины, полыньи, разломы)		A			
	Скорость морского льда	A	H			
	Деформация морского льда (дивергенция/конвергенция)	A	H			
	Протяженность морского ледяного гребня (концентрация и высота ледяных гребней)	A	H			
	Осадка морского льда			H ^a		
	Профиль солёности морского льда (вертикальный)			H ^a		
	Стратиграфия морского льда			H ^a		
	Температура поверхности (на границе поверхности и воздуха)	A				
	Профиль температуры морского льда (вертикальный)	A		H ^a		
	Концентрация морского льда		A/H			

Обозначения:

A: автоматическое H: неавтоматическое

Примечание:

^a Каждые две недели

1.4.7 Озерный лед

Таблица 1.7. Список обязательных, рекомендуемых и желательных измерений характеристик озерного льда

Категория измерения	Характеристика	Периодичность				
		каждый час	каждый день	каждую неделю	каждый месяц	каждый год
Обязательное	В настоящее время отсутствуют					
Рекомендуемое	Толщина льда	A		H ^a		
	Концентрация льда		A/H			
	Класс морского льда (дрейфующий или припай)		H			
	Вид морского льда (ровный/наслоенный/торосы и дескриптор ледяного поля)		H			
	Форма льда (размер ледяного поля)			H		
	Стадия развития льда			H		
	Ледовые явления (даты начала ледостава, формирования/откола припая, начала таяния, вскрытия)			A/H		H
	Стадия таяния льда		H			
Желательное	Площадь распространения плавучих льдов/льда, севшего на мель			H		
	Температура поверхности льда	A				
	Разводье во льду (расщелины, полыньи, разломы)		A			
	Скорость льда	A	H			
	Деформация морского льда (дивергенция/конвергенция)	A	H			
	Высота ледяного гребня	A	H			
	Протяженность морского ледяного гребня (концентрация ледяных гребней)	A	H			
	Стратиграфия льда			H ^a		
	Профиль температуры льда (вертикальный)	A		H ^a		

Обозначения:

A: автоматическое H: неавтоматическое

Примечание:

^a Каждые две недели

1.4.8 Речной лед

Таблица 1.8. Список обязательных, рекомендуемых и желательных измерений характеристик речного льда

Категория измерения	Характеристика	Периодичность				
		каждый час	каждый день	каждую неделю	каждый месяц	каждый год
Обязательное	В настоящее время отсутствуют					
Рекомендуемое	Толщина льда	A		H ^a		
	Концентрация льда		A/H			
	Класс морского льда (дрейфующий или припай)		H			
	Вид морского льда (ровный/наслоенный/торосы и дескриптор ледяного поля)		H			
	Форма льда (размер ледяного поля)			H		
	Стадия развития льда			H		
	Ледовые явления (даты начала ледостава, формирования/откола припая, начала таяния, вскрытия)			A/H		H
	Стадия таяния льда		H			
	Речные ледяные заторы и дамбы		H			
	Степень затопления, вызванного заторами и зажорами		H			
	Наледь		H			
	Максимальный уровень		H			
Желательное	Площадь распространения плавучих льдов/льда, севшего на мель			H		
	Температура поверхности льда	A				
	Разводье во льду (расщелины, полыньи, разломы)		A			
	Деформация морского льда (дивергенция/конвергенция)	A	H			
	Высота ледяного гребня	A	H			
	Протяженность морского ледяного гребня (концентрация ледяных гребней)	A	H			
	Стратиграфия льда			H ^a		
	Профиль температуры льда (вертикальный)	A		H ^a		

Обозначения:

A: автоматическое H: неавтоматическое

Примечание: ^a Каждые две недели

1.4.9 Многолетняя мерзлота

Изменения температуры многолетней мерзлоты часто отражают изменения приземного климата с течением времени и поэтому служат полезным показателем изменения климата. Глобальная сеть наблюдений за поверхностью суши — многолетняя мерзлота (ГСНПС-ММ) создала Международную ассоциацию по вечной мерзлоте (ИПА) для организации и управления глобальной сетью обсерваторий по наблюдению за многолетней мерзлотой в целях обнаружения признаков изменения климата, его мониторинга и прогнозирования. Существующие локальные сети нацелены на мониторинг ключевых параметров температурного состояния (TSP, температура грунта) и глубины активного слоя. Глобальная сеть наблюдений за поверхностью суши — многолетняя мерзлота (ГСНПС-ММ) обеспечивает доступ к этим данным. Кроме того, необходим глобальный мониторинг распространения вечной мерзлоты (см. План осуществления ГСНК (ВМО, 2016 год)).

Таблица 1.9. Список обязательных, рекомендуемых и желательных измерений характеристик многолетней мерзлоты

Категория измерения	Характеристика	Периодичность				
		каждый час	каждый день	каждую неделю	каждый месяц	каждый год
Обязательное	В настоящее время отсутствуют					
Рекомендуемое	Температура грунта	A				
	Толщина активного слоя		A			H
Желательное	Скорость сползания горных ледников					H ^a
	Сток горных ледников	H				
	Весенние температуры горных ледников	H				
	Сезонное пучение/проседание грунта					H
	Изменение высоты поверхности					H ^b
	Объем гололедицы					H
	Отступление береговой линии					H
	Влажность почвы		A		H	

Обозначения:

A: автоматическое H: неавтоматическое

Примечания:

^a Раз в полгода

^b Многолетнее

1.4.10 Сезонно-мерзлый грунт

Таблица 1.10. Список обязательных, рекомендуемых и желательных измерений характеристик сезонно-мерзлого грунта

Категория измерения	Характеристика	Периодичность				
		каждый час	каждый день	каждую неделю	каждый месяц	каждый год
Обязательное	В настоящее время отсутствуют					
Рекомендуемое	Температура грунта	А				

Обозначения:

А: автоматическое Н: неавтоматическое

1.4.11 Приземная метеорология (на станциях КριοНет)

Таблица 1.11. Список обязательных, рекомендуемых и желательных измерений приземных метеорологических переменных

Категория измерения	Характеристика	Периодичность				
		каждый час	каждый день	каждую неделю	каждый месяц	каждый год
Обязательное	Температура воздуха	А				
	Влажность воздуха	А				
	Скорость ветра	А				
	Направление ветра	А				
Рекомендуемое	Атмосферное давление	А				
	Приходящая коротковолновая радиация	А				
	Отражаенная коротковолновая радиация	А				
Желательное	Приходящая длинноволновая радиация	А				
	Уходящая длинноволновая радиация	А				
	Осадки	А				

Обозначения:

А: автоматическое Н: неавтоматическое

1.5 НЕОПРЕДЕЛЕННОСТЬ ИЗМЕРЕНИЙ

Внедрение передовых методов, руководящих принципов и стандартов криосферных измерений предполагает ведение учета неопределенности данных, обеспечение однородности, взаимодействия и совместимости данных наблюдений со всех образующих ГСК систем наблюдений и мониторинга и производной криосферной продукции.

Кроме того, будут регулярно проводиться кампании по взаимному сопоставлению приборов для определения и сравнения эксплуатационных характеристик приборов в полевых условиях, а также для установления связи между показаниями различных приборов.

ССЫЛКИ И ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

- Всемирная метеорологическая организация (ВМО). *Руководство по гидрологической практике: Том I — Гидрология: от измерений до гидрологической информации* (ВМО-№ 168). Женева, 1908. (обновлено в 2020 г)
- Fierz, C.; Armstrong, R.L.; Durand, Y. et al. *The International classification for seasonal snow on the ground*; IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 83, IACS Contribution No. 1, UNESCO-IHP, Paris, 2009. <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000186462.locale=en>.
- Global Cryosphere Watch. Cryosphere Glossary web page. <https://globalcryospherewatch.org/reference/glossary.php>.
- Jacka, T. H.; Giles, A. B. Antarctic Iceberg Distribution and Dissolution from Ship-Based Observations. *Journal of Glaciology* 2007, 53 (182), 341–356. <https://doi.org/10.3189/002214307783258521>.
- National Snow and Ice Data Center. Cryosphere Glossary web page. <https://nsidc.org/learn/cryosphere-glossary>.
- Romanov, Y. A.; Romanova, N. A.; Romanov, P. Shape and Size of Antarctic Icebergs Derived from Ship Observation Data. *Antarctic Science* 2012, 24 (1), 77–87. <https://doi.org/10.1017/S0954102011000538>.
- World Meteorological Organization (WMO). *Snow cover measurements and areal assessment of precipitation and soil moisture*. Operational hydrology report (OHR) No. 35. (WMO-No. 749). Geneva, 1992.
- World Meteorological Organization (WMO). *The Global Observing System for Climate: Implementation Needs*, GCOS-200, WMO: Geneva, 2016.
-

ГЛАВА 2. ИЗМЕРЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

2.1 ОБЩАЯ ИНФОРМАЦИЯ

В этой главе описывается ряд наиболее распространенных методов измерения снежного покрова, даются рекомендации по процедурам и передовой практике создания сети мониторинга снежного покрова, а также приводятся типичные источники ошибок при измерении снежного покрова на поверхности земли (где «поверхность земли» или «опорная поверхность» может обозначать любую поверхность отсчета ниже верхней границы снежного покрова, например почву, ледник и морской лед). Приведенная информация относится как к неавтоматическим, так и к автоматическим измерениям (где это применимо), за исключением измерения осадков, которое описывается как метеорологическая переменная величина в главе 6 [тома I](#) настоящего Руководства. В настоящее Руководство включены следующие измерения снежного покрова: высота снежного покрова (ВС, высота снега), толщина снежного покрова (ТС), водный эквивалент снежного покрова (ВЭС), высота слоя выпавшего снега (ВНС, высота нового снега), наличие снега на поверхности земли (НСП).

2.1.1 Определения, единицы измерения и шкалы

В общем снежный покров представляет собой накопление снега на опорной поверхности, а в частности — участок земной поверхности, покрытый снегом (НЦДСЛ, 2018); этот термин следует использовать в отношении снега на поверхности земли с точки зрения климатологии. Для обозначения неглубокого и глубокого снежного покрова в этой главе мы определяем покров глубиной 50 см или менее как неглубокий снежный покров.

Снегозапас — это накопление снега в определенном месте и в определенное время; этот термин следует использовать в отношении снега на поверхности земли с точки зрения его физических и механических свойств.

За опорную поверхность принимается граница в нижней части снежного покрова или снегозапаса: это поверхность земли в случае почвы или поверхность другого компонента криосферы, например поверхность морского льда. На ледниках это либо поверхность льда в зоне абляции, либо затвердевшая летом предыдущего года поверхность в зоне аккумуляции (см. главу 3, [3.7.1](#), тома II настоящего Руководства).

Снежный слой образуется в результате перемежающихся осадков, действия ветра и непрерывного метаморфизма снега. Отдельные слои снега образуют снегозапас, и каждый такой стратиграфический слой отличается от соседних с ним слоев сверху и снизу по крайней мере одной из следующих характеристик: микроструктура или плотность, которые совместно определяют тип снега; жесткость снега; водосодержание; соленость; химический состав; содержание изотопов; или примеси, и все эти характеристики вместе описывают состояние этого типа снега. Таким образом, тип и состояние снега, образующего слой, должны определяться в каждый момент времени, поскольку от этих показателей зависят его физические, химические и механические свойства (Fierz et al., 2009). Следует иметь в виду, что слой снега нельзя классифицировать по одному параметру, например по форме зерен.

Высота снежного покрова (ВС (*HS*)) определяется как вертикальное расстояние от поверхности снега до заданного уровня отсчета и должна сообщаться в сантиметрах (см) с округлением до ближайшего сантиметра. В большинстве случаев уровень отсчета соответствует опорной поверхности; на ледяных щитах он может относиться к высоте, зарегистрированной в определенное фиксированное

время. Толщина снежного покрова (ТС (DS)) — перпендикулярное расстояние от поверхности снега до заданного уровня отсчета — связана с ВС через угол наклона φ следующим образом:

$$DS = HS \cdot (\cos \varphi) \quad (2.1)$$

Угол наклона — это острый угол, измеренный от горизонтальной плоскости склона (см. рис. 2.1). И наоборот, HS может быть вычислена из DS следующим образом:

$$HS = DS \cdot (\cos \varphi)^{-1} \quad (2.2)$$

Если не указано иное, измерение высоты снежного покрова означает измерение в одном месте в заданное время.

Водный эквивалент снежного покрова (ВЭС) — это вертикальная глубина воды, которая была бы получена, если бы снежный покров полностью растаял, что равно массе снежного покрова на единицу площади. Он выражается либо в мм водного эквивалента, либо в кг на м⁻², где настоятельно рекомендуется добавлять «водный эквивалент» к единице длины. Водный эквивалент снежного покрова представляет собой произведение высоты снега в метрах и усредненной по глубине объемной плотности снежного покрова в килограммах на кубический метр (Goodison et al., 1981, p. 224). Он может относиться к снежному покрову в определенном регионе или к пробе снега, собранной в ограниченном пространстве в конкретном районе. Данные о ВЭС должны сообщаться с точностью до 1 мм водного эквивалента или 1 кг на м⁻².

Характеристики снега определяют физические, механические и химические свойства снежного слоя (определение снежного слоя см. в [разделе 2.1.1](#) выше). К ним могут относиться плотность, размер и форма зерен, жесткость, водосодержание, соленость, примеси и содержание изотопов. Традиционно характеристики снега наблюдаются послойно. Однако некоторые современные инструменты уже записывают непрерывные профили для многих характеристик снега.

Высота слоя выпавшего снега (ВНС) — это вертикальная высота в сантиметрах свежесвыпавшего снега, который накопился на опорной поверхности или на снегомерной



Рисунок 2.1. Взаимосвязь между ВС и ТС на склоне

доске за определенный период, обычно за 24 часа. При сообщении о ВНС для периодов наблюдения, отличных от 24 часов, этот период должен быть добавлен в скобках к символу (например, 8-часовое измерение будет выражено как ВНС(8ч)). Высота слоя выпавшего снега указывается в сантиметрах и округляется до ближайшего сантиметра. Как и в случае с ВС, перпендикулярное измерение выпавшего снега, ТНС, связано с ВНС через угол наклона φ .

Наличие снега на поверхности земли (НСП) — это бинарное наблюдение наличия снежного покрова в месте измерения. Размер места измерения соответствует приборному комплексу и как правило составляет около 50 м x 50 м, но не менее 10 м x 10 м.

2.2 РАЗМЕЩЕНИЕ И УСТАНОВКА ПРИБОРОВ

Характеристики места измерения должны быть отражены в метаданных станции. Важные сведения о месте проведения измерений снега, которые должны быть указаны в метаданных, включают, в частности, уклон, ориентацию, тип поверхности (минеральная почва или органические слои, состояние растительного покрова, лед и т. д.), преобладающее направление ветра, схему участка и размещение приборов (включая расстояние до окружающих ветрозащитных барьеров). Как правило, идеальным местом для измерения снежного покрова является ровный, защищенный от ветра участок с относительно однородным снежным покровом и опорной поверхностью. Вместе с тем, участок, где проводятся измерения, должен быть репрезентативным с точки зрения окружающего ландшафта. Например, если окружающий ландшафт является открытым (таким как плоская равнина без существенных препятствий для ветра), измерения ВС или ВЭС не должны проводиться внутри нерепрезентативного укрытого от ветра участка. Исключением является измерение высоты слоя выпавшего снега, которое, по возможности, должно производиться в защищенном месте, чтобы минимизировать воздействие ветра. В лесистых участках предпочтительно выбирать место для проведения измерений на просеке. В горных районах следует выбирать плоский участок достаточно большого размера для проведения репрезентативного измерения без краевых эффектов, и следует избегать водосборных бассейнов, склонов и хребтов. Горные участки в особенности должны быть защищены от преобладающего ветра и очищены от крупных камней. На высокогорных станциях следует избегать измерений на участках с более интенсивным воздействием, чем в окружающем ландшафте, поскольку такое воздействие может привести к нерепрезентативным сезонным темпам таяния и дать нерепрезентативные измерения.

Для ручного измерения ВС или ВЭС в точке необходимо обустроить участок для проведения измерений до начала снежного сезона. Оптимальный участок представляет собой площадку размером 10 x 10 м, которая может оставаться сравнительно нетронутой в течение зимы (то есть достаточно удаленной от пешеходных дорожек или приборов, которым может потребоваться обслуживание в течение зимы, так чтобы обслуживание приборов не повлияло на участок, где проводятся измерения снежного покрова). Уже имеющиеся знания о распределении высоты снежного покрова на участке, где проводятся измерения, помогают выбрать пространственно репрезентативные точечные измерения. Необходимо соблюдать осторожность, чтобы препятствия или изменчивость воздействия не привели к преимущественному накоплению или размыву из-за поземки либо к преимущественному таянию из-за воздействия. Измерения следует проводить вдали от препятствий, на расстоянии, по крайней мере, в два раза превышающем высоту препятствия, однако для того, чтобы убедиться в том, что это расстояние является достаточным, необходимо провести оценку местности с учетом воздействия (и затенения) и преобладающего направления ветра в зимний период.

Соображения относительно мест размещения автоматического прибора для измерения ВС или ВЭС должны быть такими же, как и при размещении приборов для проведения точечных измерений, даже если принцип работы автоматических приборов для измерения ВЭС предусматривает большую пространственную интеграцию. Следует признать, что для автоматических приборов может быть трудно обеспечить наличие расстояния

между прибором и препятствием, по крайней мере, в два раза превышающего высоту препятствия, с учетом близкого расположения конструкций для крепления приборов, поэтому необходимо делать исключения. Как и в случае с ВС, точечное измерение ВЭС, скорее всего, не будет репрезентативным относительно окружающего ландшафта, только если область измерения не является очень однородной. В связи с этим, для оценки пространственной репрезентативности точечных измерений рекомендуется проводить обширную съемку ВС и ВЭС не реже одного раза в сезон (см. 2.3.1.2 и 2.4.1.2), приуроченную к моменту максимального накопления. Поскольку пространственная изменчивость объемной плотности снежного покрова обычно гораздо ниже, чем его высота (Dickinson and Whitely, 1972), изменчивость часто можно оценить только по результатам съемки ВС.

Измерение ВНС должно проводиться там, где новый снег, выпавший на участке проведения измерений, является репрезентативным для окружающей местности. Это лучше всего делать в защищенном месте, где воздействие ветра будет минимальным и где снег может свободно падать. Как и при измерении осадков, окружающие препятствия должны находиться на достаточном расстоянии (примерно в два раза превышающем высоту препятствия), чтобы не мешать проведению измерения.

Постоянные снегомерные разрезы, которые также называют системами снегомерных реек, следует размещать на местности, используя те же критерии, что и при точечных измерениях, на достаточном расстоянии от приборов, препятствий и пешеходных дорожек для минимизации помех, не ставя под угрозу способность наблюдателя читать показания реек. Разрез будет обязательно проходить ближе к дорожке, которую будет использовать наблюдатель для проведения измерений, чтобы при этом избежать воздействия на участок измерений, насколько это возможно.

Наконец, при размещении приборов следует учитывать доступность и постоянство, что в конечном итоге повлияет на непрерывность ведения записей. Для автоматических измерений еще одним соображением при выборе места размещения также может стать источник имеющейся электроэнергии и связи.

2.3 ВЫСОТА СНЕЖНОГО ПОКРОВА

2.3.1 Неавтоматические измерения высоты снежного покрова

2.3.1.1 Методы проведения измерений

Градуированные устройства

Неавтоматические измерения ВС производятся с помощью жесткой линейки, рейки (см. рис. 2.2, слева и в центре) или телескопической градуированной штанги (см. рис. 2.2, справа). Измерения могут состоять из наблюдения в одной точке или во многих точках разреза. В отличие от точечных измерений, наблюдение за различными значениями высоты снежного покрова в разрезе позволяет наблюдателю оценить пространственную изменчивость на участке, где проводятся наблюдения. Измерительный прибор может быть стационарно закреплен на земле (рейка) или вставляться в точку наблюдения вручную (штанга) перед каждым измерением.

Измерения высоты снежного покрова на удаленных участках с глубоким снежным покровом можно проводить с помощью вертикальных снегомерных реек с горизонтальными поперечинами, которые установлены через фиксированные промежутки и видны с большого расстояния (см. рис. 2.3).



Рисунок 2.2. Градуированные снегомерные рейки в глубоком снежном покрове в горах (слева, Пиренеи, Испания; фото предоставлено Государственным метеорологическим агентством Испании) и в неглубоком снежном покрове (в центре, южная часть провинции Онтарио, Канада; фото предоставлено Министерством охраны окружающей среды Канады (МООСК)). Телескопическая снегомерная штанга с градуировкой 1 см (справа, фото предоставлено МООСК)



Рисунок 2.3. Вертикальная снегомерная рейка с горизонтальными поперечинами (слева, фото предоставлено Швейцарским институтом исследования снега и лавин, ВСЛ, Давос, Швейцария) и полосами с цветовой маркировкой (справа, фото предоставлено Государственным метеорологическим агентством Испании)

Фотометрия

На участках без обслуживающего персонала приемлемой альтернативой визуальному наблюдению за снегомерными рейками является автоматическая фотометрия по графику (например, с помощью веб-камеры), которая позволяет фотографировать снегомерные рейки и вручную определять высоту снежного покрова по изображениям (см. рис. 2.4). Высота снежного покрова может быть получена в режиме реального времени или позднее из сохраненных изображений.

Электронный зонд

Еще одним вариантом, особенно для съемок в неглубоком снежном покрове, является использование регистрирующего снегомерного зонда, оснащенного антенной ГНСС (см. рис. 2.5; Sturm and Holmgren, 2018). Зонд вводится в снежный покров вручную до соприкосновения с опорной поверхностью, измеряет высоту снега электронным способом и сохраняет эти данные для последующего извлечения и анализа.

Грунтопроникающий радар

Грунтопроникающие радары (георадары) используются для определения высоты снега в точке или на больших расстояниях, а также вдоль снегомерных маршрутов с географической привязкой. Как правило, по снежному покрову тянут легкие сани

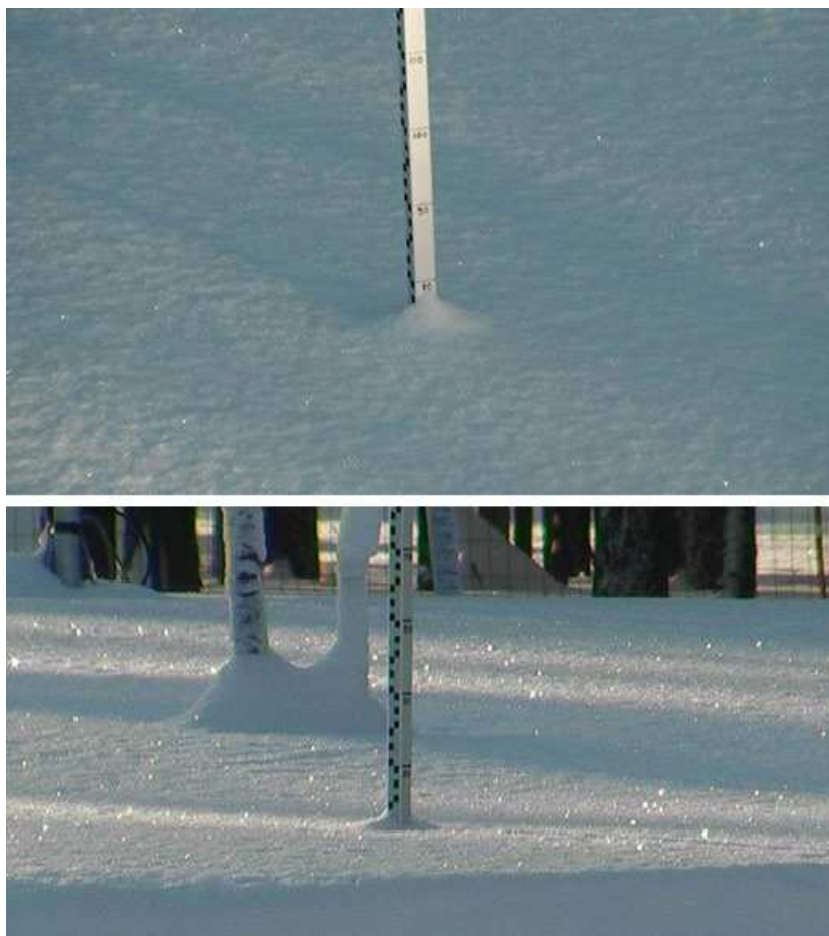


Рисунок 2.4. Снегомерная рейка, сфотографированная веб-камерой под увеличенным углом падения к рейке (Соданкюля, Финляндия, фото предоставлено Финским метеорологическим институтом)



Рисунок 2.5. Регистрирующий снегомерный зонд, оснащенный антенной ГНСС (арктический регион Канады, фото предоставлено Министерством охраны окружающей среды Канады)

с аппаратурой (Lundberg et al., 2010; Griessinger et al., 2018). Этот метод также все чаще применяется на ледниках и более подробно изложен в главе 3, 3.7.1, тома II настоящего Руководства. Анализ данных георадара можно проводить как вручную, так и автоматически.

2.3.1.2 *Процедуры измерения и передовая практика*

Измерительный прибор

Измерительным прибором для ручного измерения ВС должна служить градуированная рейка (стационарное измерение) или градуированная линейка или штанга (нестационарное измерение) с градуировкой в сантиметрах. Выбор измерительного прибора может зависеть как от срока установки, так и от типа измеряемого снежного покрова. Независимо от срока установки, место измерения должно быть одним и тем же для каждого измерения, как описано ниже.

Для стационарных (фиксированных) или полустационарных (то есть фиксированных в течение сезона) установок для точечных измерений в качестве измерительного прибора рекомендуется использовать фиксированную снегомерную рейку (см. рис. 2.2, слева) с хорошо видимыми делениями, чтобы их можно было прочитать на расстоянии. Снегомерная рейка должна быть установлена вертикально и прочно закреплена на земле в бетонном основании или с помощью колышков. Если рейка устанавливается

на сезон, важно каждый год размещать ее в одном и том же месте. Предпочтительно использовать дифференциальную глобальную систему определения местоположения (дифференциальная GPS); в противном случае следующим вариантом является определение места установки по ориентирам. Рейка должна быть изготовлена из материала с относительно низкой теплопроводностью и низкой теплоаккумулирующей способностью (например, дерево или стекловолокно) и окрашена в белый цвет (высокое альbedo), чтобы минимизировать таяние вокруг рейки. Если рейки будут фотографироваться в условиях недостаточной освещенности, для улучшения видимости можно использовать градуировку из светоотражающего материала. Для улучшения качества фотографий при фотографировании снегомерных реек в условиях низкой освещенности может потребоваться специализированная фотоаппаратура с инфракрасной подсветкой или внешний источник света (например, светодиодный). Угол между камерой и снегомерной рейкой должен быть как можно меньше, чтобы свести к минимуму интерпретацию снеговой линии на фоне рейки. Следует обратить внимание на ориентацию камеры относительно прямого солнечного света и затенения.

При ручных измерениях ВС без установки постоянных реек (то есть нестационарных), в снегозапас до поверхности земли может быть вставлена линейка (например, алюминиевая или деревянная мерная линейка). Для измерения глубокого и/или плотного снегозапаса или снегозапаса со слоями льда рекомендуется использовать снегомерную штангу, которую можно протолкнуть через снег до соприкосновения заостренного конца с поверхностью, и удлинить ее при необходимости в глубоком снежном покрове. В отличие от линейки штанга не будет изгибаться при введении в глубокий или плотный снежный покров.

Для пространственно распределенных измерений ВС длина и количество реек на линии разреза будут определяться изменчивостью снежного покрова в месте съемки. Как правило, линия разреза состоит из 5—10 реек, установленных на расстоянии 5—10 метров друг от друга. Согласно Neumann et al. (2006), минимальная длина разреза может быть определена путем оценки изменения коэффициента вариации (КВ) с увеличением длины разреза, где КВ определяется как отношение стандартного отклонения к среднему значению проб, выраженное в процентах. Постоянный КВ указывает на то, что линия разреза учитывает местную изменчивость. López-Moreno et al. (2011) отмечают, что с учетом размеров участка (т.е. 10 м x 10 м) ошибку можно минимизировать за счет получения от 5 до 10 измерений с расстоянием не менее 2 м между ними.

Протоколы измерений

Снегомерные рейки следует наблюдать с достаточного расстояния, чтобы не нарушить снежный покров рядом с рейкой. Наблюдения необходимо производить параллельно поверхности снега. Этого можно добиться, если наблюдатель будет смотреть на деления на рейках с подходящей точки обзора, расположенной близко к поверхности снежного покрова. Рекомендуется каждый раз проводить наблюдения примерно с одной и той же точки наблюдения, особенно если наблюдателей несколько. Эту точку наблюдения следует определить до начала сезона измерений. При наличии горки, углубления или неравномерного распределения снега вокруг снегомерной рейки в момент наблюдения может потребоваться некоторая интерполяция наблюдателем, чтобы можно было получить среднее значение ВС по лицевой стороне снегомерной рейки (см. рис. 2.6). Следует записывать данные о высоте снежного покрова, номере рейки (если их несколько) и времени наблюдения наряду с любой соответствующей текущей информацией о погоде, такой как наличие и интенсивность осадков во время наблюдения. При усреднении данных по нескольким рейкам на линии разреза, полученное среднее значение следует округлять до ближайшего сантиметра. Если более 50 % поля измерений оголено (см. 2.7), в журнал заносится высота снега 0 см, даже если у самой рейки есть снег.

Для наблюдения высоты снежного покрова с помощью нестационарных приборов применяются те же принципы, что и выше. Наблюдение следует проводить каждый раз в одном и том же месте, учитывая, что для измерения нетронутых снега может потребоваться некоторая корректировка места. Во время каждого наблюдения

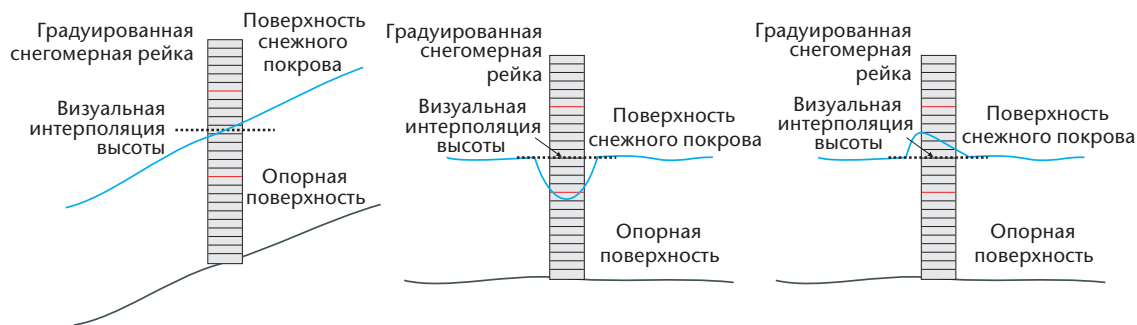


Рисунок 2.6. Поперечное сечение стационарной снегомерной рейки, иллюстрирующее методы интерполяции и наблюдения неравномерной ВС с лицевой стороны рейки из-за наклонной поверхности снега (слева), углубления (посередине) и горки (справа).

наблюдатель должен идти по одному и тому же маршруту, максимально удаляясь от маршрута для измерения нетронутого снега. Линейка или штанга вставляются в снежный покров до упора, чтобы пройти все слои плотного снега или льда. Наблюдатель должен убедиться, что прибор достиг опорной поверхности, но необходимо соблюдать осторожность, чтобы не проникнуть в мягкую почву или органические слои (чрезмерное зондирование) и тем самым не завысить ВС. Наблюдатель должен владеть предварительной информацией о характере поверхности под снегом и опираться на свое собственное суждение. На наклонных поверхностях штангу (или лавинный зонд) следует вводить в снегозапас вертикально до опорной поверхности. Для обеспечения правильного наклона при измерении можно использовать клинометр. Измерение или оценку угла наклона (φ) необходимо включить в метаданные измерения. Эти методы также применяются при измерении высоты снежного покрова в разрезах с помощью электронного зонда. Обратите внимание, что электронный зонд, скорее всего, будет оснащен плоским кольцом (см. рис. 2.5), которое остается на поверхности снега во время измерения. Возможность завышенной оценки присутствует в том случае, если наклон крутой и кольцо не расположено вровень с поверхностью. Этот факт необходимо указать в метаданных измерения вместе с оценкой погрешности.

Фотометрия

При наблюдении за снегомерными рейками с помощью фотометрии камера должна находиться под самым маленьким углом падения, который возможно обеспечить практически с поверхности снега вблизи рейки. При интерпретации среднего уровня снега на фоне снегомерной рейки наблюдатель должен руководствоваться здравым смыслом, учитывая угол обзора. Следует признать, что это может быть затруднительно, особенно в условиях низкой освещенности, что повышает неопределенность фотометрического измерения по сравнению с визуальным измерением. При использовании автоматических методов получения информации их следует всесторонне сравнивать с данными, полученными при неавтоматической съемке, и надлежащим образом контролировать качество.

2.3.1.3 Источники ошибки

К источникам ошибки при ручных измерениях ВС относятся ошибки наблюдателя при считывании или записи измерений либо при нахождении опорной поверхности с помощью снегомерной штанги (при нестационарных измерениях), вспучивание грунта, на котором установлены стационарные рейки, при промерзании, неудачный выбор места для проведения измерений и неправильная интерпретация сфотографированной ВС из-за угла наблюдения. Много ошибок при ручных измерениях возникает из-за неверной интерпретации показаний ВС или из-за неправильной записи в журнале. Их можно свести к минимуму, если соблюдать процедуры измерения. Многие из этих источников ошибок

можно минимизировать при должной внимательности и опыте наблюдателя. Ошибки в измерениях такого типа как правило можно устранить за счет процессов контроля качества данных (проверки диапазона и скачков).

Ошибка измерения может возникнуть, когда наблюдатель неправильно определяет расположение опорной поверхности с помощью снегомерной линейки или штанги. При глубоком снежном покрове наблюдатель может ошибочно принять глубокий слой льда за опорную поверхность, поскольку его может быть трудно пробить снегомерной штангой; это приведет к недооценке ВС. И наоборот, мягкий органический слой также будет трудно распознать как опорную поверхность, что приведет к избыточному зондированию и завышенной оценке ВС. Этих ошибок можно избежать при наличии предварительных знаний о состоянии опорной поверхности и опыта у наблюдателя. Они не возникают при стационарных измерениях высоты снежного покрова. Величина таких ошибок, в зависимости от характера снеготалопа и опорной поверхности, может составлять от нескольких сантиметров до десятков сантиметров.

В стационарных разрезах ошибки в наблюдениях за ВС могут возникать, если высота снегомерной рейки относительно земли меняется из-за мороза, что приводит к недооценке ВС. Как правило, величина таких ошибок составляет не более нескольких сантиметров.

При неудачном выборе места для проведения измерений высоты снежного покрова (см. 2.2), как при использовании одной рейки, так и многоточечного разреза, могут возникать большие ошибки, величина которых зависит от среднего значения измерений на участке и изменчивости, но потенциально может равняться среднему значению или даже превышать его, причем относительная величина ошибки будет увеличиваться с уменьшением высоты снежного покрова. В результате неправильного выбора места для измерения высоты снежного покрова рейка может оказаться в снежном наносе или на участке с эрозией снега. Эту ошибку можно минимизировать, устанавливая снегомерные рейки там, где известно, что высота снежного покрова относительно однородна, обычно в защищенных местах. Если это невозможно и наблюдатель считает, что измерения с рейки нерепрезентативны, наблюдение следует заменить пространственно распределенными нестационарными наблюдениями, отметив это в соответствующем поле метаданных участка.

Ошибки в интерпретации как визуально наблюдаемых, так и сфотографированных реек, особенно при большом угле обзора и неровном снеге вокруг рейки (горка, углубление или уклон), могут достигать нескольких сантиметров, но такие ошибки обычно можно свести к минимуму при наличии опыта и соблюдении передовых методов проведения наблюдений с помощью реек.

2.3.2 **Автоматические измерения высоты снежного покрова**

2.3.2.1 **Методы проведения измерений**

Автоматические измерения ВС могут производиться с помощью приборов с использованием либо акустической, либо оптической (лазерной) технологии. Как акустические, так и оптические приборы измеряют расстояние до цели (то есть до снежного покрова, опорной поверхности или цели вровень с опорной поверхностью), а не расстояние от опорной поверхности до вершины снежного покрова. Хотя существуют и другие автоматические методы, эти два типа приборов наиболее широко распространены и используются чаще всего.

Акустические приборы

Акустические приборы передают ультразвуковой импульс в направлении цели и улавливают ответное эхо от этой цели. С поправкой на скорость звука при одновременном измерении температуры воздуха расстояние до цели рассчитывается следующим образом:

$$\text{Расстояние до цели} = \text{Показание прибора} \cdot \sqrt{\frac{T_{\text{air}}}{273,15}} \quad (2.3)$$

где $T_{\text{возд}}$ измеряется в кельвинах при том предположении, что первичные показания прибора верны для скорости звука при 0 °С.

Значение ВС можно получить, вычитая измеренное расстояние до цели из ранее полученного расстояния до опорной поверхности без снега (расстояние при нулевой высоте):

$$HS = \text{Расстояние при нулевой высоте} - \text{Расстояние до цели} \quad (2.4)$$

Акустические приборы обычно измеряют расстояние до наиболее высоко расположенного препятствия в зоне действия автоматического прибора. Зона действия представляет собой конусообразную область, радиус которой зависит от высоты размещения прибора над целью (см., например, рис. 2.7).

Оптические приборы

Оптический или лазерный прибор испускает модулированный луч света в видимом спектре и определяет расстояние до цели путем сравнения информации о фазе отраженного луча. В отличие от акустических приборов, зона действия лазерного прибора довольно мала (радиус <5 мм на расстоянии 4 м), а скорость света не зависит от температуры. Оптические приборы обычно способны отображать значение

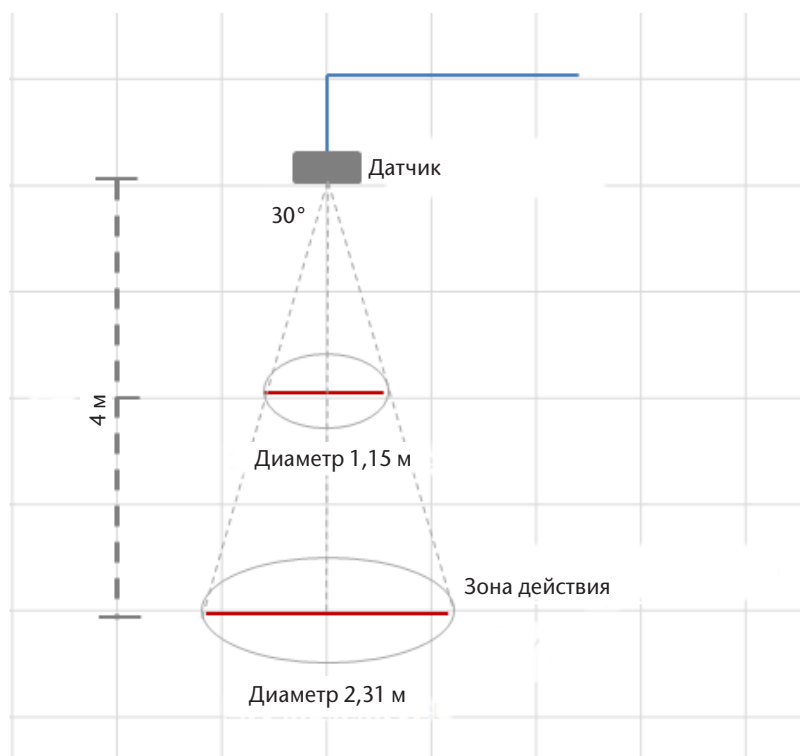


Рисунок 2.7. Концептуальная схема типичного акустического прибора и его зоны действия

силы сигнала, что может быть полезно для оптического определения наличия снега под прибором. Настоятельно рекомендуется использовать лазерный луч, классифицированный как безопасный для глаз (максимальный класс мощности 2).

2.3.2.2 *Процедуры измерения и передовая практика*

Выбор автоматических приборов

Выбор между автоматическим акустическим или лазерным прибором в основном зависит как от требований к погрешности измерений, так и от наличия источника электроэнергии. Лазерные приборы имеют более высокую степень точности (~0,1 см) по сравнению с акустическими приборами (~2 см), но им требуется больше электроэнергии для работы, и они могут не подходить для измерений в удаленных районах, где энергопотребление имеет большое значение. В таком климате, где скопление снега или инея на приборе может препятствовать его работе (см. рис. 2.11), следует рассмотреть возможность использования обогреваемых акустических или лазерных приборов, учитывая, что для таких функций необходимо больше электроэнергии. Автоматические приборы для определения высоты снежного покрова следует приобретать у надежного поставщика и проверять на работоспособность в соответствии со спецификациями производителя, чтобы обеспечить погрешность данных не более ± 2 см, но желательно не более ± 1 см. Правильная установка, использование и обслуживание прибора в соответствии с указаниями в этой главе и в руководстве по эксплуатации будут способствовать тому, чтобы при работе прибора достигалась указанная производителем погрешность.

Высота установки

Автоматические приборы следует устанавливать на достаточной высоте над максимальным предполагаемым снегозапасом. Минимальную и максимальную высоту установки над целью следует уточнить у производителя прибора. Например, некоторые акустические приборы должны быть установлены на расстоянии не менее 1 м между прибором и целью. В некоторых сетях максимальная высота снежного покрова может существенно варьироваться на разных станциях, поэтому не так важно, чтобы все приборы в сети были установлены на одной и той же высоте.

Монтажная конструкция

Монтажная конструкция должна быть прочной, чтобы предотвратить перемещение прибора (например, под действием ветра) и при этом минимизировать воздействие с точки зрения накопления и схода снега под прибором. Рекомендуется использовать стальные монтажные балки и вертикальные столбы, закрепленные в бетонном основании (см. рис. 2.8). Монтажный кронштейн акустического прибора должен выступать в горизонтальной плоскости и удерживать прибор на вертикальной монтажной стойке так, чтобы конструкция оказывала как можно меньшее влияние на целевую область (см. рис. 2.8, слева). В местах, где выпадает много снега при слабом ветре, горизонтальную монтажную балку рекомендуется устанавливать под углом от 30° до 45° (см. рис. 2.8, в середине), чтобы на балке не скапливался снег, что может повлиять на измерение высоты снежного покрова в целевой зоне. Лазерные приборы необходимо устанавливать под достаточно большим углом (например, от 10° до 20°), чтобы заданная целевая точка находилась на достаточном расстоянии от монтажной конструкции для минимизации помех от вертикального монтажного столба (см. рис. 2.8, справа).

В горных районах, где прибор обязательно устанавливается на большей высоте над землей, конструкция может быть более основательной, чтобы надежно удерживать прибор и предотвращать вибрации при ветре. Пример такой конструкции показан на рисунке 2.9. Обратите внимание, что зона действия прибора также увеличивается по мере удаления прибора от цели (см. рис. 2.7).



Рисунок 2.8. Автоматический акустический прибор для измерения высоты снежного покрова со стальной монтажной балкой и столбом, закрепленным в бетонном основании (слева), наклонная монтажная балка для уменьшения накопления снега (посередине) и лазерный прибор, установленный под углом от вертикального монтажного столба (справа) (Соданкюля, Финляндия, фотографии предоставлены Финским метеорологическим институтом).



Рисунок 2.9. Акустический прибор для измерения высоты снежного покрова (Пиренеи, Испания, фото предоставлено Государственным метеорологическим агентством Испании)

Поверхностная цель

Высоту снежного покрова рекомендуется измерять на ровной поверхности, но если это невозможно из-за наклона местности, то измерение следует проводить перпендикулярно наклонной поверхности так, чтобы прибор измерял ТС, а не ВС. Для акустических приборов это достигается путем регулировки угла крепления прибора таким образом, чтобы сам прибор был направлен перпендикулярно поверхности. Поскольку лазерные приборы направлены на цель под углом, высоту снежного покрова на наклонной поверхности можно рассчитать геометрически (см. 2.1.1).

Необходимо подготовить поверхность еще до выпадения снега для минимизации шумовой характеристики прибора и ошибочных данных из-за помех от растительности на поверхности или других препятствий в зоне действия прибора. Надлежащим образом подготовленная целевая область увеличит возможности прибора по обнаружению первых скоплений снега на голой поверхности. Поскольку акустические приборы имеют гораздо большую зону действия по сравнению с лазерными, как правило, для них важнее обеспечить подготовку поверхности. Для чистого отражения звукового импульса акустических приборов необходима устойчивая, ровная поверхность, учитывая, что акустическое измерение обычно производится от самого высокого препятствия в зоне действия.

Высококачественное измерение может быть обеспечено либо за счет установки прибора над коротко подстриженной травой (или другой ровной и голой естественной поверхностью, как под прибором на рис. 2.9), либо за счет использования целевой поверхности из искусственных материалов, аналогичной показанной на рис. 2.8, изготовленной из искусственного дерна. Приемлемым вариантом, не требующим обслуживания, является использование пластиковой поверхности, такой как перфорированная и текстурированная целевая конструкция, изображенная на рис. 2.10, тепловые характеристики которой, как было показано, аналогичны естественному грунту. Целесообразно обеспечить такие оптические свойства (что может влиять на баланс излучения) и текстуру (что может влиять на отложение снега или эрозию) искусственной цели, которые будут аналогичны природному окружению.

Рекомендуется проверить нулевое расстояние между прибором и поверхностью снежного покрова до сезона накопления и сразу после его окончания, чтобы определить погрешность прибора до накопления и проверить, изменилась ли эта погрешность за сезон. Относительное расстояние между прибором и целевой поверхностью может меняться из-за оседания (положительное изменение относительного расстояния) или вспучивания грунта из-за мороза (отрицательное изменение относительного расстояния) и повлияет на расчетное значение ВС в уравнении 2.4. Изменения расстояния до нулевой высоты снежного покрова между началом и концом зимнего сезона должны быть отмечены в метаданных участка, поскольку эти изменения влияют на неопределенность измерений. В результате небольших изменений расстояния до нулевой высоты снежного покрова в течение сезона измерений снизится надежность измерений при малой высоте снежного покрова (например, от 0 до 2 см), для измерения которой необходимо, чтобы относительное расстояние между прибором и целью оставалось постоянным при любых условиях.

Минимизация растительности и ее роста в целевой зоне позволит избежать неправильной интерпретации роста растительности как изменения высоты снежного покрова и, следовательно, повысит качество данных. Это имеет большее значение в регионах с небольшой высотой снежного покрова или кратковременным снежным покровом, где неопределенность измерений небольшой высоты имеет большее значение.

Контроль качества данных

Качество данных, получаемых от автоматических приборов, можно улучшить путем проведения частых (например, более одного раза в минуту) измерений в течение достаточно короткого периода времени, чтобы не происходило значительных изменений



Рисунок 2.10. Целевая область из серого перфорированного и текстурированного пластика во время строительства. Панели размером примерно 1,2 м x 1,2 м устанавливаются на деревянную раму (фото предоставлено Министерством охраны окружающей среды Канады).

в ВС (например, пять минут), при этом за период будет сообщаться значение, равное медиане таких частых измерений. Это снижает влияние шума сигнала на сообщаемое значение. Кроме того, целесообразно использовать и другие процедуры контроля качества. Они должны включать проверку максимального и минимального (в зависимости от участка) диапазона для измерения ВС, где максимальное значение должно быть на ~20 % выше максимальной ожидаемой ВС, а минимальное значение должно равняться нулю за вычетом заявленной производителем погрешности прибора, умноженной на два. Минимальное значение для проверки диапазона менее нуля позволяет варьировать нулевое расстояние до высоты снежного покрова в пределах заявленной погрешности прибора без необходимости помечать данные, как выходящие за пределы диапазона. Также следует прибегать к проверке на скачкообразное изменение, чтобы убедиться, что изменения ВС от одного измерения до следующего находятся в пределах физически реалистичного диапазона для данного участка. Обратите внимание, что расстояние до нулевой высоты следует проверять в конце каждой зимы и при необходимости корректировать погрешность. Отклонение расстояния до нулевой высоты, вызванное относительными изменениями высоты целевой поверхности и прибора, является источником погрешности измерений. Если можно определить время и величину отклонения, наблюдения можно легко скорректировать, но часто отклонение расстояния до нулевой высоты происходит нелинейно в период между началом и концом снежного сезона, что затрудняет корректировку данных. Изменение расстояния до нулевой высоты должно быть отмечено в метаданных.

2.3.2.3 **Источники ошибки**

Источниками ошибок при автоматических измерениях высоты снежного покрова является неисправность прибора, неподходящая или неправильная установка монтажной конструкции, смещение нулевой высоты, неправильная коррекция температуры при акустических измерениях, скопление инея или снега на приборе, препятствующее измерению, и изменчивость целевой области из-за быстрого таяния или дождя.

При автоматических точечных измерениях изменчивость под прибором можно свести к минимуму с помощью искусственной целевой поверхности на поверхности, особенно в сезон активного роста растительности и в начале периода накопления. Изменчивость, вызванную быстрым таянием (то есть большие колебания высоты по всей площади целевой зоны, особенно при глубоком снежном покрове), трудно предотвратить или скорректировать, но ее можно выявить с помощью ежедневной фотометрии целевого участка.

Неисправности прибора могут быть сведены к минимуму за счет надлежащего и планового технического обслуживания в соответствии с рекомендациями производителя. Поломки приборов также могут возникать в результате проблем с электропитанием, проводкой или регистратором данных (эксплуатационных или программных).

В результате неправильной установки прибора может возникнуть нежелательное движение во время ветра, что приведет к ошибочным или неточным измерениям из-за изменения относительного расстояния между прибором и поверхностной целью.

Нулевое отклонение высоты снежного покрова потенциально может привести к небольшим, но увеличивающимся ошибкам в измеряемой ВС, которые трудно оценить или скорректировать в течение зимнего сезона. Это воздействие следует оценивать ежегодно в конце каждой сезонной абляции, а расстояние до нулевой высоты снежного покрова следует обновлять перед началом следующего сезона накопления. При использовании искусственной целевой поверхности оседание наиболее вероятно в течение первого сезона накопления (из-за нарушенного грунта и веса снежного покрова на целевой поверхности), хотя вспучивание целевой поверхности из-за мороза может произойти во время любого зимнего сезона. В результате неправильной коррекции нулевой высоты в приборе, регистраторе данных или во время постобработки будут получены ошибочные данные о высоте снежного покрова.

Потенциально большие ошибки могут возникать в результате неправильных измерений температуры воздуха при их использовании для коррекции расстояний, определяемых акустически. Такое явление может быть связано с неисправностью прибора или возникать в результате радиационного нагрева неэкранированных или плохо экранированных температурных приборов. Эти ошибки можно минимизировать с помощью качественных радиационных экранов (например, отражающей конструкции белого цвета с хорошо вентилируемыми жалюзи для свободного прохождения воздуха) наряду с контролем качества температурных данных, используемых для акустической коррекции. По возможности измерения температуры следует проводить под аспирационным радиационным экраном для уменьшения погрешности от излучения. Как правило, погрешность, связанная с высотой установки прибора относительно профиля температур между прибором и целевой областью, невелика, даже если термометрический прибор установлен на той же высоте, что и прибор для измерения высоты снежного покрова, а не ближе к среднему расстоянию до цели.

Наконец, погрешность при автоматических измерениях ВС может возникать в результате накопления инея или снега на приборе (см. рис. 2.11). У некоторых приборов есть функция обогрева, которая позволяет свести к минимуму эту проблему, и ее следует использовать в тех местах, где это необходимо. Подогрев монтажных балок с помощью нагревательной ленты и использование угловых монтажных балок (см. рис. 2.8, в середине) также может помочь предотвратить образование снега и инея вокруг прибора.

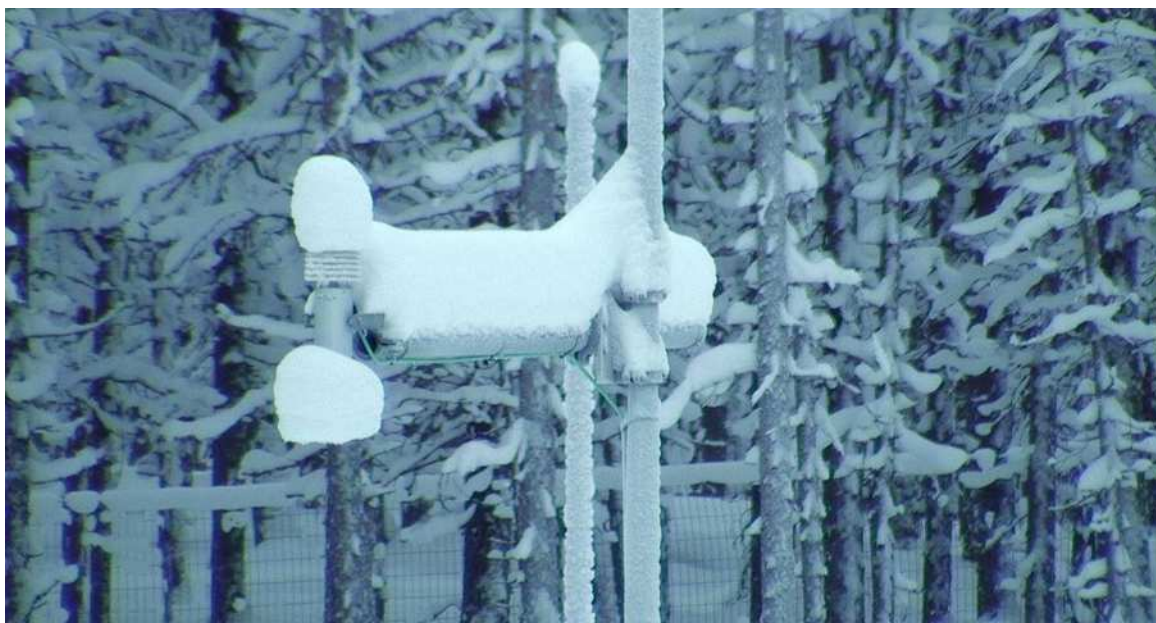


Рисунок 2.11. Снегомерный прибор без функции обогрева и монтажная конструкция, на которой скапливается снег в условиях слабого ветра (фото предоставлено Финским метеорологическим институтом)

2.4 **ВОДНЫЙ ЭКВИВАЛЕНТ СНЕЖНОГО ПОКРОВА**

2.4.1 **Ручные измерения водного эквивалента снежного покрова**

2.4.1.1 ***Методы проведения измерений***

Существует много различных методов ручного измерения ВЭС. Методы измерения будут различаться в зависимости от высоты снегозапаса и условий. В следующих разделах предпринята попытка кратко описать эти методы и ряд факторов, определяющих их выбор. Здесь рассматриваются только методы прямого измерения. Методы активного или пассивного радиационного поглощения здесь не представлены, так как многие из этих методов были автоматизированы и рассматриваются в последующих разделах. Как правило, для всех методов прямого измерения применяется гравиметрический снегомер, в который собирается снег известного (или вычисляемого) объема, что позволяет рассчитать плотность снега. Методы варьируются от использования небольшого объемного снегомера (например, объемом 1000 см³) в снежном шурфе (см. рис. 2.12, слева) до 10-точечного снегомерного маршрута с использованием снегоотборника (см. рис. 2.12, справа). Сейчас используется множество различных объемных снегомеров и снегоотборников, и их выбор во многом зависит от типа отбираемого снегозапаса. Многие из этих снегомеров перечислены и рассмотрены в работах Farnes et al. (1983) и Haberkorn (2019), и лишь некоторые из них рассматриваются в этой главе в контексте измерения снегозапаса при различных состояниях. На ледниках для измерения ВЭС широко используются шнеки для отбора керна. Подробная информация об использовании керноотборных шнеков приводится в главе 3, 3.7.1, тома II настоящего Руководства.

Для проведения измерений ВЭС не существует стандартного объемного снегомера; и одни снегомеры лучше подходят для определенных снежных условий, чем другие. Они описываются далее в разделе 2.4.1.2. Здесь обсуждение сосредоточено на двух общих методах измерения ВЭС: снежные шурфы и снегомерные маршруты, включая их соответствующие преимущества и недостатки.



Рисунок 2.12. Объемный снегомер высотой 55 см во время взвешивания на пружинных весах (слева, фото предоставлено Швейцарским институтом исследования снега и лавин, ВСЛ, Давос, Швейцария) и цилиндрический снегоотборник (справа, фото предоставлено Министерством охраны окружающей среды Канады).

Измерения ВЭС в снежных шурфах

Для снежного шурфа (см. рис. 2.13) необходимо вручную выкопать в снежном покрове яму до поверхности отсчета таким образом, чтобы обнажить нетронутую поверхность снеготалопа. Метод использования снежных шурфов удобен для наблюдения за стратиграфией снежного покрова, особенно в более глубоком снеготалопа. Такие гравиметрические наблюдения ВЭС обычно проводятся еженедельно, раз в две недели или сезонно, в зависимости от их задачи. Метод измерения является разрушительным, так как обычно требуется выкопать большой шурф, поэтому каждый раз его нужно делать в новом месте. В снег вставляется снегомер известного объема (обычно от 10^{-4} до $\sim 4 \cdot 10^{-3} \text{ м}^3$), и из него извлекается (либо из каждого слоя снега, либо независимо от толщины слоя) и взвешивается проба известной толщины L (м) (см. рис. 2.12, слева). Затем плотность снега ρ в пробе (кг на м^3) определяется следующим образом:

$$\rho_s = \frac{m_{\text{sample}}}{V_{\text{sample}}} \quad (2.5)$$

где m_{sample} – масса пробы (кг), а V_{sample} – объем пробы (м^3), который обычно соответствует объему снегомера. Затем определяется водный эквивалент ВЭ пробы:

$$WE = L \cdot \rho_s \quad (2.6)$$

Если аккуратно взять несколько проб от поверхности снега до поверхности отсчета без смещений, то ВЭС будет представлять собой сумму водных эквивалентов каждой из проб.



Рисунок 2.13. Отбор проб из верхнего слоя в снежном шурфе с помощью цилиндрического снегомера ЕТН (фото предоставлено Швейцарским институтом исследования снега и лавин, ВСЛ, Давос, Швейцария)

Измерения ВЭС на снегомерных маршрутах

Наблюдения ВЭС на снегомерном маршруте обычно проводятся с помощью цилиндрического снегомера (см. рис. 2.12, справа) в многоточечном разрезе, обычно включающем 5—10 точек измерения, расположенных на расстоянии 30 м друг от друга. Существуют различные виды снегомеров, но принципы отбора проб во многом схожи. Снегомер вводится в снежный покров (см. рис. 2.14) до поверхности земли, при необходимости с использованием удлинителей, и извлекается снежный керн. Объем этого керна рассчитывается по высоте керна в цилиндре с известным радиусом. Затем проба либо взвешивается с помощью держателя для снегоотборника и пружинного безмена, либо упаковывается в пакет и взвешивается на весах. Некоторые пружинные безмены калибруются для прямого измерения ВЭС в мм вод. экв. или кг на м² (после вычитания веса снегоотборника) либо плотность может быть рассчитана вручную следующим образом:

$$\rho_s = \frac{m_{\text{sample}}}{(\pi R^2 \cdot L)} \quad (2.7)$$

где R — внутренний радиус режущей кромки снегоотборника (м), L — высота пробы снега, измеренная с помощью снегоотборника (м), а m_{sample} — масса пробы (кг) за вычетом веса снегоотборника или пакета для пробы (если проба собирается в пакет, а не взвешивается в снегоотборнике).

Затем ВЭС рассчитывается по следующей формуле:

$$SWE = L \cdot \rho_s \quad (2.8)$$

Преимущество отбора проб с помощью снегомерных маршрутов, а не снежных шурфов заключается в относительной скорости метода отбора проб снегоотборником и минимальном нарушении снежного покрова, что позволяет проводить повторные



Рисунок 2.14. Отбор проб с помощью снегоотборника (фото предоставлено Министерством охраны окружающей среды Канады)

измерения очень близко друг к другу в течение зимнего сезона. Недостатком по сравнению со снежными шурфами является неспособность наблюдателя определить, собирается ли нетронутая проба снега, особенно в сложных снежных покровах с несвязными слоями или ледяными линзами. Некоторые из этих трудностей рассматриваются в [разделе 2.4.1.2](#).

На снегомерном маршруте обычно применяется метод двойного отбора проб, когда получают несколько проб снежного покрова разной высоты (обычно от 10 до 15, в зависимости от изменчивости снежного покрова) с помощью линейки или штанги между пробами ВЭС (см. [2.3](#)). Локальный ВЭС затем рассчитывается по формуле 2.8 с использованием средней плотности, полученной из 5 или 10 проб из снегоотборников и среднего значения ВС, измеренного с помощью линейки или штанги. Было доказано, что этот метод улучшает оценку местного значения ВЭС и уменьшает дисперсию измерений по сравнению с отбором проб ВЭС на снегомерном маршруте без многократных измерений ВС (Rovansek et al., 1993), при условии, что высота снега рассчитана с минимальной погрешностью.

2.4.1.2 *Процедуры измерения и передовая практика*

Методы и устройства проведения измерений

Двумя вариантами ручного отбора проб для определения ВЭС являются снегомерный маршрут с использованием снегомера и снежный шурф с небольшими объемными пробами. Снегомерный маршрут и снегомер следует использовать там, где ВЭС имеет более низкую пространственную однородность и, следовательно, необходимо увеличить пространственную выборку. Таким образом, снегомерный маршрут и снегомер будут меньше нарушать снежный покров и позволят быстрее отбирать пробы из нескольких

точек. Изменчивость участка можно оценить с помощью снегомерного разреза, как это показано в [разделе 2.3.1.2](#); коэффициент вариации более 10 % указывает на то, что необходимо брать множественные точечные пробы на снегомерном маршруте, а не использовать снежный шурф. Недостатком снегомерного маршрута со снегомером является повышенная погрешность измерений. Там, где снежный покров более однороден, для оценки ВЭС можно использовать один снежный шурф, суммируя данные от нескольких небольших объемных проб, полученных от поверхности снега до поверхности земли. Этот метод более трудоемок, требует больше времени и сильнее нарушает снежный покров, но как правило является более точным. Протоколы измерений подробно описаны ниже.

Протоколы измерений для снежных шурфов

Ручные измерения ВЭС часто проводятся путем пошагового измерения плотности снегозапаса, начиная с поверхности снега в снежном шурфе и до достижения опорной поверхности. Для проведения этой процедуры необходимо использовать градуированный цилиндр, пружинные весы, заостренную тонкую металлическую пластину (размером приблизительно 20 см x 20 см) и инструмент, такой как карточка, скребок или шпатель для кристаллов, чтобы вырезать пробы из окружающего снега. Максимальная высота слоя определяется длиной цилиндра. Концептуальная схема этой процедуры показана на рисунке 2.15.

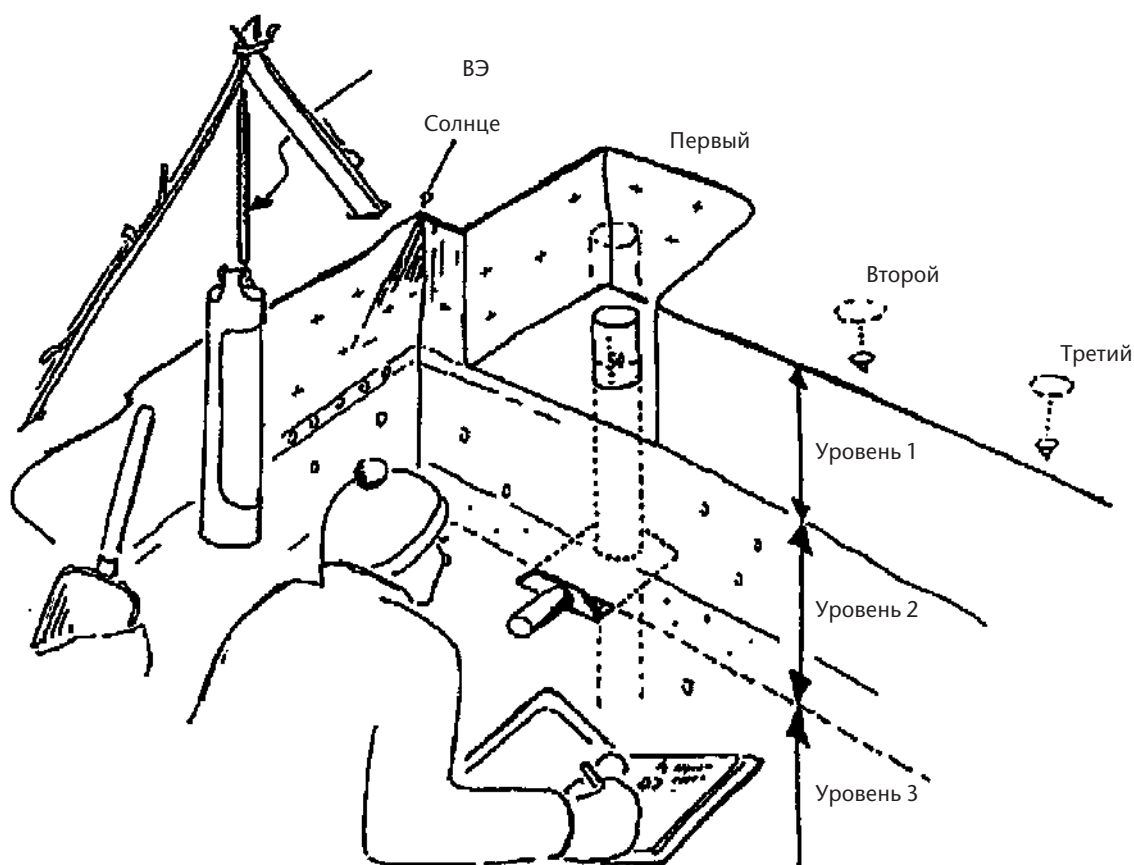


Рисунок 2.15. Концептуальная схема наблюдения ВЭС с использованием снежного шурфа (фото предоставлено Г. Каппенбергером, Швейцарский институт исследования снега и лавин, ВСЛ, Давос, Швейцария)

Выбор места для снежного шурфа:

- a) снежный шурф должен располагаться на ровной поверхности, где можно выкопать яму, не мешая проведению других измерений на участке;
- b) в зависимости от частоты измерений в шурфе может потребоваться больше места для дальнейшей выработки шурфа, и об этом следует помнить при выборе места для первого и последующих шурфов;
- c) место для снежных шурфов следует выбрать до начала накопления снега, чтобы опорная поверхность была очищена от камней и других посторонних предметов.

Проведение измерений:

- a) в месте, выбранном для проведения измерений в снежном шурфе, выкопайте яму, чтобы обнажить срез снегозапаса, на который не будет попадать прямой солнечный свет. Это поможет предотвратить нагревание среза на солнце и налипание снега на пробоотборник;
- b) пробы для измерения ВЭС отбираются вертикально и непрерывно, начиная с поверхности снежного покрова. Вставьте металлическую пластину горизонтально в открытый срез на глубине чуть меньше длины цилиндра;
- c) вставьте цилиндр, который должен быть заострен с одной стороны, вертикально вниз до пластины и запишите соответствующую высоту пробы в соответствии с градуировкой на цилиндре;
- d) вырежьте пробу из среза с помощью карточки, скребка или шпателя для кристаллов, не допуская выпадения рыхлого снега из пробоотборника до его взвешивания;
- e) проба либо взвешивается на пружинных весах, подвешенных в удобном месте, как показано на рис. 2.12 (слева), либо упаковывается в пакет, маркируется и взвешивается позднее на настольных весах;
- f) рекомендуется взять повторную пробу каждого уровня на небольшом расстоянии от первой пробы (см. рис. 2.15). Важно, чтобы это расстояние не было слишком большим, иначе оно не будет уменьшать неопределенность, связанную с пространственной изменчивостью. На основе средних значений высоты и веса по результатам повторных измерений определяется объем и масса пробы, которые затем используются для расчета плотности и, наконец, ВЭС для каждого слоя. Если высота или вес при повторных измерениях отличаются более чем на 5 %, измерение следует провести в третий раз;
- g) для взятия пробы следующего уровня очистите металлическую пластину от оставшегося снега и снова вставьте ее на нижней части следующего уровня. Повторяйте процедуру отбора проб до тех пор, пока не дойдете до опорной поверхности;
- h) наконец, ВЭС всего снегозапаса рассчитывается путем сложения водных эквивалентов каждого отобранного слоя. Помните, что сумма толщин слоев часто оказывается меньше измеренной ВС из-за неровностей грунта и толщины металлической пластины.

Протоколы измерений при съемке на снегомерном маршруте

Для измерения ВЭС на снегомерном маршруте с помощью снегомера следует использовать следующую общую процедуру. Здесь описывается метод двойного отбора проб.

Снегомерный маршрут должен быть определен до начала сезона накопления снега, хотя будет полезно иметь предварительное представление о местной изменчивости снежного покрова (см. 2.2). Следует избегать таких мест отбора проб, где крупные камни, бревна, мелкий кустарник или дренажные канавы могут помешать измерениям.

Для установки снегомерного маршрута:

- a) выберите участок и определите длину маршрута и количество проб, необходимых для отражения пространственной изменчивости на участке. Базовая линия маршрута из 10 точек измерения, расположенных на расстоянии 30 м друг от друга, составит 270 м. Базовая линия маршрута из 5 точек составит 120 м, но ее следует удлинить, если на участке наблюдается высокая пространственная изменчивость;
- b) задайте начальную точку маршрута с помощью маркера (рейки или столба), который будет хорошо виден значительно выше максимальной ВС. Рекомендуется покрасить рейку или столб в хорошо заметный цвет и нанести на него четкую маркировку с номером;
- c) с помощью рулетки отмерьте расстояние 30 м до следующей точки съемки и установите следующую маркированную рейку или столб. Продолжайте до конца снегомерного маршрута, последовательно нумеруя рейки. Следует избегать препятствий, таких как пни или канавы, которые могут оказать влияние на снежный покров;
- d) для целей метаданных нарисуйте схему снегомерного маршрута, включая его направление, расстояние между маркерными рейками, уклон, растительный покров и препятствия.

Проведение измерений:

- a) измерения на первом снегомерном маршруте следует начинать в первый день снегомерной съемки, когда высота снежного покрова на участке превысит 5 см, и продолжать в соответствии с графиком до тех пор, пока две или более точек пятиточечного маршрута или четыре или более точек десятиточечного маршрута не будут свободны от снега. Как правило, измерения проводятся раз в неделю или раз в две недели;
- b) отбор проб на снегомерном маршруте следует проводить в начале дня, когда температура воздуха ниже, а снегозапас сухой. Следует использовать холодный снегоотборник, чтобы не допускать налипания снега на его внутреннюю поверхность. Если снегоотборник хранился в теплом месте, положите его на снег, чтобы он остыл перед началом съемки. Надевайте перчатки, чтобы не передавать тепло на снегоотборник во время съемки. Отметьте время начала отбора проб на снегомерной трассе;
- c) начиная с первой маркированной рейки на маршруте и далее последовательно до последней маркированной рейки, возьмите с помощью снегоотборника пробу насыпной плотности в нетронутom месте на расстоянии не более 1,5 м от рейки, избегая тех мест, где пробы уже отбирались ранее, и стараясь оказывать как можно меньшее воздействие на участок, что может повлиять на последующие измерения. Последовательные пробы могут отбираться на заранее заданном постепенно увеличивающемся расстоянии от маркированной рейки, чтобы не допускать отбора проб в ранее нарушенном снежном покрове. Рекомендуется составить полевую схему мест отбора проб, особенно если на участке работает несколько наблюдателей;
- d) перед забором каждой пробы осмотрите снегоотборник, чтобы убедиться, что в нем нет снега и почвы, и будьте осторожны с острыми зубцами на режущей части;

- e) вставьте снегоотборник вертикально в поверхность снега, режущей кромкой вниз. Плавно вращайте снегоотборник так, чтобы режущий край входил в снег до тех пор, пока он не достигнет опорной поверхности (предварительное знание ВС может помочь оценить это). При применении избыточного давления снегоотборник будет рыхлить снег и отталкивать материал от снегоотборника вместо того, чтобы собирать его. При возникновении сопротивления из-за слоев льда вращайте снегоотборник более интенсивно по часовой стрелке с помощью рукояток и оказывайте постепенно возрастающее вертикальное давление на снегоотборник, чтобы режущая кромка прошла через слой льда и двигалась дальше в оставшемся снежном покрове. По возможности следует избегать заминок во время отбора проб. Эффективность отбора и качество пробы возрастут, если зубцы режущей кромки будут как можно более острыми, а после контакта с камнями или твердыми поверхностями зубцы будут затачиваться напильником или точильным камнем;
- f) когда вы убедитесь, что режущая кромка достигла опорной поверхности, запишите в бланк данных высоту снежного покрова, наблюдаемую на мерных делениях снегоотборника. При отборе проб в глубоком снегозапасе (высота которого превышает длину снегоотборника), добавьте сегменты на снегоотборник, чтобы достичь необходимой глубины. Отметьте высоту пробы керна в снегоотборнике и занесите эту информацию в бланк данных. Если высота керна в снегоотборнике составляет менее 80 % высоты нетронутого снега, керн, скорее всего, разрушился под воздействием режущей кромки и высыпался из снегоотборника или не попал в снегоотборник. В этом случае вам понадобится отобрать еще одну пробу;
- g) прилагая все большее давление, поверните снегоотборник не менее двух раз по часовой стрелке так, чтобы режущая кромка вошла в поверхность под снегозапасом. В идеале режущая кромка должна войти в поверхность примерно на 2 см, чтобы проба снега в снегоотборнике удерживалась пробкой из почвы достаточной толщины во время извлечения из снегозапаса. Если поверхность слишком твердая для того, чтобы извлечь пробку с помощью режущей кромки, вам потребуется раскопать снег вдоль снегоотборника до поверхности, чтобы под него можно было осторожно вставить совок или пластину для удержания пробы во время извлечения (как правило, это можно сделать только в неглубоком снежном покрове);
- h) при наличии почвенной пробки в режущей части снегоотборник можно аккуратно извлечь из снежного покрова с неповрежденной пробой;
- i) с помощью небольшого инструмента, например, плоской отвертки или маленького ножа, извлеките пробку из режущей части, осторожно работая вокруг острых зубцов. Если на пробку налип лед или крупные кристаллы, осторожно соскребите или удалите их, возвращая как можно больше льда или снега обратно в снегоотборник (или в пакет для сбора проб);
- j) если пробу необходимо взвесить с помощью пружинных весов и держателя, поверните снегоотборник так, чтобы он находился поперек ветра (или найдите защищенное место), поместите снегоотборник в держатель и закрепите его на пружинных весах. Весы можно повесить на какой-либо конструкции, например, на прочной ветке дерева, чтобы повысить устойчивость и снизить погрешность измерения веса. Слегка нажмите на весы, чтобы убедиться, что их не заклинило, измерьте на весах вес (вместе со снегоотборником) и запишите его в бланк данных. Сбросьте пробу со стороны рукояток снегоотборника и убедитесь, что он пустой и очищен от снега и посторонних предметов. Затем снова взвесьте пустой снегоотборник с помощью держателя и пружинных весов, чтобы записать вес тары, который отмечается в бланке данных и вычитается из общего веса, чтобы получить вес пробы снега;
- k) если пробу необходимо упаковать и взвесить позднее с помощью настольных весов, переложите содержимое снегоотборника в водонепроницаемый герметичный пакет со стороны рукояток снегоотборника. На пакет следует нанести место измерения. Для определения массы тары перед взвешиванием пробы на весах можно

использовать пустой пакет. Весы должны быть откалиброваны (например, $\pm 1\%$) и иметь точность, соответствующую весу пробы. Калибровку весов следует подтверждать раз в сезон с помощью калибровочного груза. Как правило, почтовые или пищевые весы среднего качества имеют достаточную точность и их вполне удобно переносить для этой цели;

- l) в промежутках между маркерами проб насыпной плотности воспользуйтесь снегомерной линейкой, чтобы получить не менее десяти равномерно удаленных друг от друга измерений высоты снежного покрова и запишите их в форму данных.

Следует признать, что процедура отбора проб и выбор пробоотборника будут зависеть от условий снежного покрова. Наблюдатели могут решить использовать то оборудование для отбора проб, которое традиционно применяется в их национальных программах наблюдений и может быть приспособлено к снежным условиям, в которых отбираются пробы. Это допустимо, хотя предпочтительнее, чтобы наблюдатели использовали то оборудование, которое было охарактеризовано в ходе предыдущих взаимных сравнений (например, Farnes et al., 1983).

В неглубоком снегозапасе (≤ 50 см) и снегозапасе со слоями льда или глубинного инея рекомендуется использовать снегоотборник с большей (>20 см²) площадью реза, которая, вместе с этим, будет достаточно мала, чтобы можно было извлечь почвенную пробку с поверхности. Срез большей площади будет меньше забиваться льдом или плотным снегом и с меньшей вероятностью приведет к разрушению несвязных слоев под срезом. Вместе с тем, наблюдатель должен обращать особое внимание на длину извлекаемого керна, чтобы убедиться в том, что вся проба была извлечена. Для уплотненных снегозапасов или снегозапасов с ледяными линзами нужно использовать режущие кромки с острыми зубцами, чтобы уменьшить погрешность при отборе проб. В более глубоком снегозапасе можно использовать снегоотборник с режущей кромкой меньшего диаметра (например, швейцарский снегоотборник с режущим краем площадью 11,2 см², рис. 2.16), так как его будет легче вставлять в более глубокий снег. Однако следует помнить, что при использовании режущей кромки меньшего диаметра появляется тенденция к завышению значений ВЭС, в связи с чем необходимо делать поправку (см. Farnes et al., 1983).

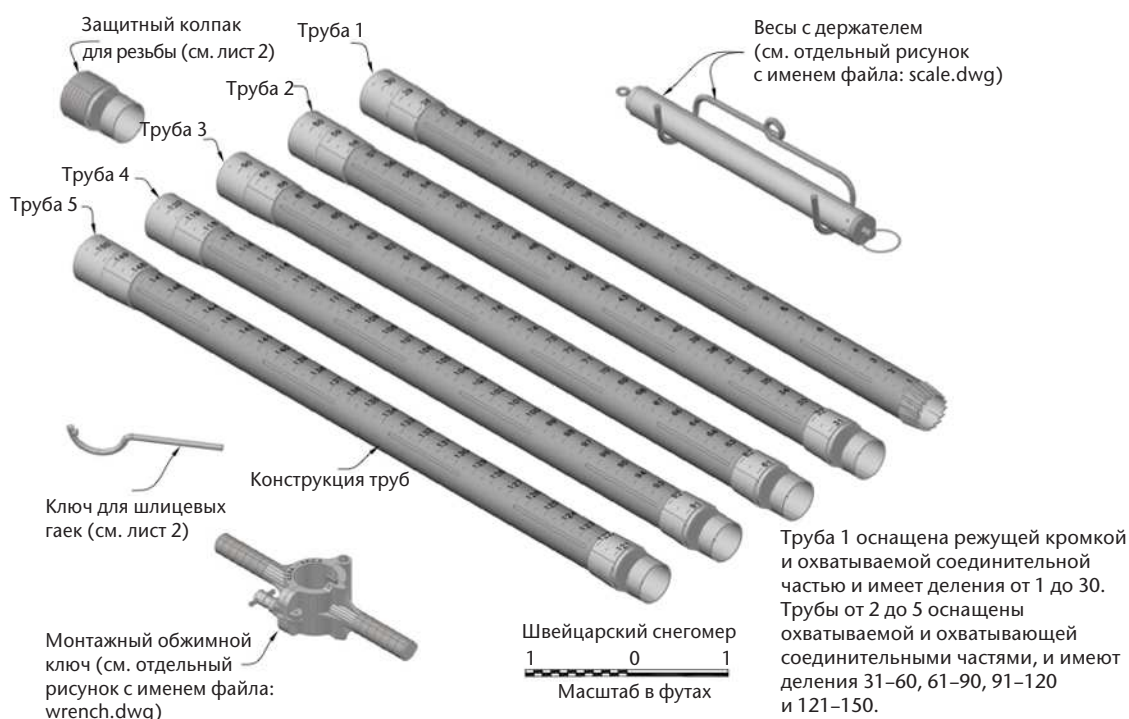


Рисунок 2.16. Швейцарский снегомер (рисунок Кристи Ясумиши, Служба охраны национальная ресурсов, Министерство сельского хозяйства США)

В глубоких высокогорных снегозапасах, где может потребоваться один или несколько удлинителей снегоотборника, наблюдателю может быть сложнее определить, соприкоснулась ли режущая кромка снегоотборника с поверхностью. Предварительная информация об общей ВС на промаркированной снегомерной рейке (например, с помощью снегомерной штанги или лавинного зонда) будет полезна в качестве справочной информации для измерения высоты с помощью градуировки на снегоотборнике. В таких условиях, а также когда характеристики снежного покрова относительно однородны, предпочтительным методом может быть измерение ВЭС в одном снежном шурфе.

2.4.1.3 **Источники ошибки**

Снежные шурфы (ВЭС интегрируется из объемных проб)

Поскольку отбор проб с помощью цилиндрических снегоотборников подразумевает многократные измерения по всему снежному покрову, вероятность ошибки при считывании показаний или неправильной расшифровки показания выше, чем при одном измерении с помощью снегоотборника. Пластина, применяемая для разделения различных уровней измерения, должна быть тонкой и острой, чтобы минимизировать воздействие на измеряемый слой снега. Если над рыхлым слоем снега находится толстый слой льда, измерение не следует проводить слишком близко к стенке шурфа. Кроме того, цилиндр следует вкручивать, а не вдавливать в снег, чтобы минимизировать вероятность того, что рыхлый снег упадет со стенки ямы, а не попадет в цилиндр, что приведет к заниженной оценке пробы. Также важно правильно опорожнять и очищать цилиндр после каждого измерения, чтобы избежать смещения результатов измерения следующей пробы. Этого легче добиться при использовании цилиндров большего диаметра.

Снегомерный маршрут (со снегоотборниками)

При отборе проб с помощью снегоотборника снег в основном остается нетронутым, за исключением небольшой области вокруг пробы. Однако этот метод не позволяет наблюдателю проверить, как снегоотборник проходит сквозь снег, или определить, коснулась ли режущая кромка поверхности. Наблюдатель не способен определить, не забивается ли режущая часть плотным снегом или льдом, или не обрушивает ли режущий край рыхлые слои кристаллов, что смещает результаты пробы плотности. Наблюдатель также не может визуально определить, входит ли режущая кромка в поверхность земли, чтобы получить почвенную пробку достаточного объема и не допустить рассыпания из снегоотборника при извлечении керна из снегозапаса. Эти ошибки усугубляются, если в снегозапасе присутствуют слои льда, донный лед и слои несвязных кристаллов. Опыт наблюдателя также играет важную роль в уменьшении возможных ошибок.

Конструкция и технические характеристики снегоотборника и режущей кромки также влияют на погрешность и смещение результатов пробоотбора. В работах Farnes et al. (1983) и Haberkorn (2019) проводится сравнение многих широко используемых снегоотборников и режущих кромок с эталоном. Если подвести итог, то авторы показали, что при сравнении с интегрированной пробой из снежного шурфа, взятой с помощью пробоотборника «Glacier» (81,9 см²), погрешность в целом была выше при использовании снегоотборников меньшего диаметра по сравнению с большим. Например, было показано, что стандартный швейцарский пробоотборник (режущий край площадью 11,2 см², рис. 2.16) завышает ВЭС на 12 % из-за конструкции зубцов режущей кромки, которые при введении снегоотборника в снежный покров вдавливают в него лишний снег. Кроме того, режущие края меньшего диаметра (до 20 см²) больше забиваются при попадании на ледяные линзы и с большей вероятностью приводят к обрушению несвязных слоев под режущим краем, в результате чего общий ВЭС занижается. Компромисс с точки зрения размера заключается в том, чтобы с помощью режущего края большего диаметра можно было вырезать достаточную почвенную пробку для удержания пробы в снегоотборнике во время извлечения и не использовать совок или пластину для удержания пробоотборника, что

привело бы к большому нарушению снежного покрова. Режущий край с заточенными зубцами будет способствовать уменьшению этих ошибок. Farnes et al. (1983) показали, что идеальная площадь режущей кромки составляет около 30 см², о чем свидетельствует низкий процент ошибок пробоотборника ESC30, который варьировался от завышенной на 5 % и до заниженной на 2 % оценки.

Свежевыпавший снег или мокрый снег также могут увеличить погрешность при взятии проб, особенно если наблюдатель отбирает пробы керн для последующего взвешивания, а не использует пружинные весы и держатель для пробоотборника. В зависимости от температуры, новый и мокрый снег будут скорее налипать в пробоотборнике, что приведет к занижению оценки ВЭС более чем на 10 %.

Материал пробоотборника также может способствовать уменьшению погрешности. Высоту пробы легче определять с помощью прозрачных пластиковых пробоотборников, чем при использовании алюминиевых пробоотборников с прорезями, что снижает вероятность ошибок при представлении данных. Кроме того, гораздо легче определить, разрушился ли снежный керн, если его можно наблюдать через прозрачную трубку. Хотя пробоотборники из прозрачного пластика проще использовать и легче переносить, они не так долговечны, как алюминиевые, особенно на морозе.

2.4.2 Автоматические измерения водного эквивалента снежного покрова

2.4.2.1 Методы проведения измерений

Существует несколько методов автоматического измерения ВЭС. Наиболее распространенными являются устройства для взвешивания (снеговые подушки и снегомерные весы) и пассивные радиационные (гамма) приборы. Также имеются и другие устройства, такие как GCOM (Jacobson, 2010; Koch et al., 2014) и приборы для измерения космических лучей (Gottardi et al., 2012; Sigouin and Si, 2016), и читателю предлагается обратиться к современной литературе для получения дополнительной информации.

Снеговые подушки

Это, вероятно, наиболее распространенный метод автоматического измерения ВЭС. Снеговые подушки используются с 1960-х годов (Beaumont, 1965) и состоят из наполненного незамерзающей жидкостью пузыря из синтетического каучука или нержавеющей стали диаметром около 3 м. Незамерзающая жидкость обычно состоит из смеси метилового спирта и воды или раствора метанол-гликоля в воде; поскольку метанол является токсичным веществом, с ним следует обращаться осторожно (см. том I, 6.3.2, настоящего Руководства). Подушка устанавливается вровень с поверхностью земли, чтобы не оказывать влияние на накопление снега на поверхности (см. рис. 2.17, слева). Гидростатическое давление внутри пузыря возрастает с ростом веса вышележащего снеговозапас и измеряется либо с помощью поплавкового устройства, которое выталкивается вверх по вертикальной трубе, либо датчика давления. Затем калиброванные показания любого из приборов переводятся в мм вод. экв. Как правило, измерения проводятся один раз в час с разрешением до 1 мм вод. экв. (Beaumont, 1965) и ожидаемой неопределенностью 6 %—12 % (Palmer, 1986). В целях предотвращения повреждений прибора и для сохранения снежного покрова в первоначальном состоянии рекомендуется применять ограждения и защищать заполненный жидкостью пузырь от повреждения животными. В нормальных условиях снеговые подушки могут служить десять лет и более, однако из-за токсичности содержимого пузыря возникают опасения относительно состояния окружающей среды.

Снеговые весы

Снеговые весы (см. рис. 2.17, справа) все чаще используются вместо снеговых подушек. Их принцип измерения схож в том смысле, что прибор измеряет вес лежащего на нем снежного покрова, переводя значения веса в оценку ВЭС. Однако вес измеряется с помощью электронного тензодатчика, что устраняет необходимость в использовании пузыря, заполненного жидкостью. Как правило, площадь измерения снеговых весов составляет от 6 м² до 10 м², и хотя обычно измерения производятся один раз в час, приборы дают возможность проводить измерения чаще. Разрешающая способность измерительного прибора обычно не превышает 1 мм вод. экв., но ожидаемая погрешность составляет 10 %.

Приборы на основе пассивного гамма-излучения

Работа приборов на основе пассивного гамма-излучения (см. рис. 2.18) основывается на том принципе, что естественный распад калия или таллия в почве создает фоновый уровень гамма-излучения, который ослабляется водой, присутствующей в снежном покрове. Прибор, установленный над поверхностью земли, сравнивает измерения гамма-излучения снега на земле с измерениями, полученными над голой почвой, и рассчитывает ослабление, вызванное наличием снега. Затем ослабление переводится в значения ВЭС. Как правило, прибор сообщает значение ВЭС каждые 6 часов с разрешающей способностью 1 мм вод. экв. и ожидаемой погрешностью от 5 % до 30 % (Smith et al., 2017). Зона действия прибора зависит от высоты его установки (~40 м² на высоте 2 м над поверхностью снега). Перед началом накопления снега приборы необходимо откалибровать по влажности почвы, чтобы ослабление, связанное с влажностью почвы, можно было учитывать при расчете ВЭС.



Рисунок 2.17. Рабочая площадка со снеговой подушкой (слева, фото предоставлено Министерством сельского хозяйства США) и снеговые весы (справа), где центральная панель является чувствительным элементом (фото предоставлено Швейцарским институтом исследования снега и лавин, ВСЛ, Давос, Швейцария)



Рисунок 2.18. Прибор для измерения ВЭС на основе пассивного гамма-излучения (фото предоставлено Финским метеорологическим институтом)

2.4.2.2 *Процедуры измерения и передовая практика*

Выбор автоматических приборов

Выбор автоматических приборов должен определяться условиями на участке, требуемым временным разрешением измерений, соображениями в плане установки и экологическими аспектами. Приборы на основе пассивного гамма-излучения следует использовать, если прибор необходимо установить над поверхностью, не нарушая субстрат, или для измерения существующего снежного покрова. Вместе с тем, для этих приборов требуется длительное (более 6 часов) время интеграции, что ограничивает их временную разрешающую способность и увеличивает погрешность измерений. Приборы на основе пассивного гамма-излучения также имеют максимальную измерительную способность высоты ВЭС, что следует учитывать, если измерения нужно проводить в глубоких высокогорных снегозапасах (более ~600 мм вод. экв.). Пользователи также должны понимать, что приборы на основе пассивного гамма-излучения могут принимать приповерхностную почвенную влагу за ВЭС, тем самым завышая общую оценку ВЭС в снегозапасе (Smith et al., 2017). Снеговые весы являются предпочтительным вариантом для измерения ВЭС при временном разрешении 6 часов или менее, но перед их установкой необходимо более тщательно подготовить поверхность. Пользователи также должны учитывать то, что при определенных условиях снежного покрова (снег с циклами замерзания и оттаивания, районы, где снег сдувает ветром и т. д.) в системе могут образовываться «своды». Хотя возможности снеговых подушек аналогичны возможностям снеговых весов, следует избегать их использования ввиду более сложного технического обслуживания и потенциальной опасности для окружающей среды при повреждении животными и утечки незамерзающей жидкости из резинового пузыря. Желаемая погрешность при автоматических измерениях ВЭС должна составлять ± 5 мм вод. экв.

Высота установки

Снеговые весы (и подушки) должны устанавливаться на одном уровне с поверхностью, чтобы предотвратить неблагоприятные краевые эффекты. Приборы на основе пассивного гамма-излучения необходимо устанавливать на высоте, рекомендованной производителем, но обычно на 2 м выше максимального уровня ВС, учитывая, что высота над снегом влияет на радиус зоны действия прибора.

Монтажная конструкция

На приборах на основе гамма-излучения обычно не сказываются нарушения в монтажной конструкции, которая, тем не менее, должна быть спроектирована и установлена так, чтобы минимизировать преимущественное накопление снега в зоне действия прибора. Это также относится к снеговым весам и подушкам, даже если они устанавливаются не над поверхностью. Монтажная конструкция должна быть как можно более простой, но при этом достаточно прочной, чтобы надежно удерживать прибор.

Контроль качества данных

Как и в случае с ВС, первым уровнем контроля качества данных должна быть проверка на разумные (в зависимости от участка) значения в диапазоне от нуля (или близко к нулю, чтобы учесть небольшой дрейф прибора) и до максимально возможного ВЭС для данного участка. Для проверки необоснованных скачкообразных изменений в почасовых (или суточных) значениях ВЭС следует также применять подходящий фильтр данных, принимая во внимание максимальные скорости аккумуляции и абляции и перераспределение ветра. Как отмечалось выше, изменения ВЭС могут быть связаны с изменениями ВС при использовании инструмента, расположенного рядом. Прибор для измерения высоты снежного покрова поможет определить бесснежный период (то есть период, когда показания прибора, измеряющего ВЭС, также должны быть равны нулю) и случаи сводообразования на приборах для взвешивания (то есть длительные периоды увеличения ВС без соответствующего увеличения ВЭС).

2.4.2.3 Источники ошибки

Ошибки при автоматических измерениях могут возникать из-за проблем, не связанных с окружающей средой, таких как неисправность прибора и неправильная калибровка прибора (или дрейф калибровки). Ошибки также могут возникать в результате обстоятельств, связанных с условиями измерения, такими как сводообразование при проведении измерений, основанных на весе, или изменения уровня влажности почвы под прибором на основе гамма-излучения в середине сезона. Ошибки, не связанные с окружающей средой, легче поддаются выявлению с помощью процедур контроля качества (то есть фильтрации по принципу «минимум/максимум»), по сравнению с ошибками, относящимися к окружающей среде, которые, как правило, менее явные и их не так легко обнаружить без ручного отбора проб.

Распространенную проблему при измерении ВЭС на основе веса представляют собой заниженные и завышенные значения. Обычно это происходит в результате циклов замораживания-оттаивания и оседания снежного покрова, что в конечном итоге приводит к нарушению связи между механизмом взвешивания и вышележащим снежным покровом, а ошибка теоретически может достигать 100 %. Ошибки измерения легче всего выявить с помощью периодических ручных измерений ВЭС вблизи прибора, но часто это не представляется возможным. Признаком заниженного значения является увеличение ВС (в течение нескольких дней или недель) без соответствующего увеличения ВЭС, измеряемого прибором. Это легче всего обнаружить при совместном размещении автоматического прибора измерения ВС с прибором измерения ВЭС. Однако даже

совместное размещение датчиков высоты снежного покрова не может гарантировать надежность этого метода выявления таких ошибок, особенно в условиях возможного выпадения дождей, а также при малозаметных заниженных или завышенных значениях.

Ошибки в автоматических измерениях ВЭС на основе веса, особенно при использовании снеговых весов, могут быть вызваны тем, что прибор либо оседает в субстрате (например, в песке), в котором он установлен, либо всплывает из земли из-за замерзания и оттаивания субстрата (например, в почвах с высоким содержанием глины и воды). Оседание уменьшает давление на тензодатчик и приводит к заниженной оценке ВЭС, в то время как всплытие увеличивает давление на тензодатчик, что приводит к завышенной оценке ВЭС. Оба этих обстоятельства трудно оценить в период накопления, но их можно определить, отметив изменение высоты прибора относительно поверхности (которое в идеале должно быть равно нулю), как только прибор будет свободен от снега. Величину этих ошибок трудно предсказать, но, скорее всего, они будут небольшими по сравнению с ошибками при сводообразовании, о которых говорилось выше.

На приборы на основе гамма-излучения влияет количество влаги в почве, присутствующей при замерзании почвы, и они чувствительны к изменениям влажности почвы в течение сезона. Как правило, приборы следует калибровать ежегодно с гравиметрическим измерением влажности почвы непосредственно перед замерзанием почвы. Однако обычно это не представляется возможным, так как нередко первое сезонное накопление снега происходит на незамерзшей почве. По оценкам, ошибки ВЭС составляют приблизительно 10 мм вод. экв. на каждые 0,10 изменения гравиметрического содержания влаги (Smith et al., 2017). Мониторинг изменения влажности почвы до замерзания грунта может способствовать выявлению этих ошибок, которые потенциально могут сохраняться в течение всего периода накопления.

2.5 СВОЙСТВА СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Для наблюдений за снегозапасом требуется достаточно большой снежный шурф, чтобы можно было проводить многочисленные наблюдения в дополнение к измерениям ВЭС (см. 2.4). Лицевая сторона шурфа, на которой будут проводиться наблюдения снежного покрова, должна находиться в тени, быть вертикальной и ровной. На наклонной местности затененная сторона для проведения наблюдений должна быть расположена параллельно линии склона, которая представляет собой естественный уклон ската вниз.

Для характеристики отдельного слоя снега недостаточно просто классифицировать наблюдаемые формы зерен. Также следует зарегистрировать дополнительные свойства снега, такие как плотность, чтобы дать как можно более точное описание типа снега и его состояния. В Приложении С.2 «Наблюдения за снежным покровом» в работе Фирц и др. (2009) приводятся рекомендации относительно того, как это лучше всего сделать, с примерами в графической или табличной форме.

2.6 ВЫСОТА СЛОЯ ВЫПАВШЕГО СНЕГА

В настоящее время не существует общепринятых автоматических методов измерения ВНС. Основная причина заключается в том, что ВНС должна измеряться как накопление на поверхности, свободной от снега, в то время как подходящие автоматические приборы для измерения высоты снежного покрова обычно используются для измерения постепенного увеличения высоты на существующем снежном покрове. Если перед измерением на земле лежал снег, будет неправильным рассчитывать ВНС как разницу между двумя последовательными измерениями ВС, поскольку лежащий снег оседает и может подвергаться абляции, что приведет к заниженной оценке ВНС. В связи с этим, здесь приводится описание только ручных методов.

2.6.1 Ручные измерения высоты слоя выпавшего снега

2.6.1.1 Методы проведения измерений

Высота выпавшего снега измеряется градуированным прибором, например, линейкой, через определенный промежуток времени (наиболее распространенный интервал составляет 24 часа). Нетронутый снег накапливается на искусственной поверхности (например, на снегомерной доске; см. рис. 2.19) в течение заранее заданного промежутка времени для измерения, а затем в накопившийся снег вертикально вставляется линейка для получения измерения его высоты. После наблюдения искусственная поверхность очищается от снега и укладывается поверх существующего снежного покрова для подготовки к следующему периоду наблюдения.

Другой метод измерения ВНС заключается в использовании цилиндрического контейнера, например, дождемера, достаточного диаметра (не менее 20 см) и глубины, чтобы предотвратить выдувание снега. Таким образом, снег может собираться в контейнер в неуплотненном виде, и его можно измерять линейкой для оценки высоты. Однако цилиндр, установленный достаточно высоко над поверхностью для предотвращения попадания низовой метели, также подвержен погрешности из-за ветра. Экран вокруг резервуара для сбора снега может уменьшить, но не устранить полностью эту погрешность.

Была проделана определенная работа по оценке ВНС с помощью автоматических методов (Fischer, 2011), но оказалось, что этот показатель трудно оценить без руководства со стороны наблюдателя ввиду таких факторов, как дрейф и таяние.

2.6.1.2 Процедуры измерения и передовая практика

Измерение высоты слоя выпавшего снега следует проводить с помощью снегомерной доски из фанеры (толщиной не более 2 см) размером (длина и ширина) от 40 до 60 см. Снегомерная доска должна быть окрашена в белый цвет или покрыта белым войлоком, чтобы в течение дня доска не нагревалась сильнее, чем поверхность снега. Снегомерную доску следует укладывать непосредственно на оголенную почву до накопления снега. Соображения относительно размещения и воздействия приводятся в [разделе 2.2](#).

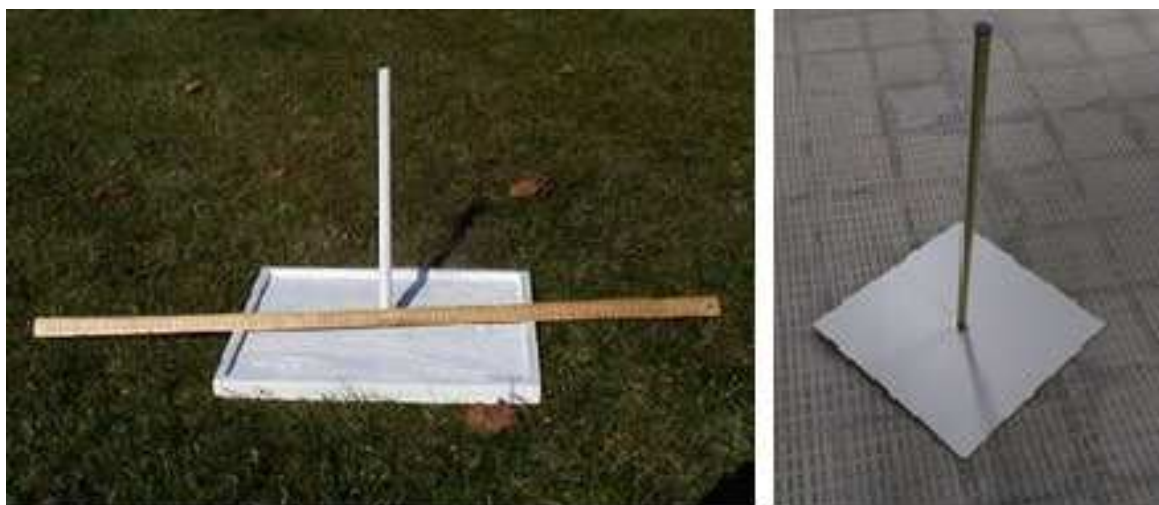


Рисунок 2.19. Примеры снегомерных досок для измерения ВНС. Доска слева называется «Weaverboard» и используется для наблюдений за свежес выпавшим снегом в Канаде (фото предоставлено Министерством охраны окружающей среды Канады). Доска справа, с градуированным стержнем в центре, используется Государственным метеорологическим агентством Испании.

В течение периода наблюдения снег должен свободно накапливаться на снегомерной доске. Наблюдения должны проводиться каждый день в одно и то же время. Наблюдатель должен измерить ВНС на доске с помощью линейки с точностью до ближайших 0,5 см. Высоту слоя выпавшего снега, возможно, потребуется измерять в нескольких местах на доске, если снег распределен неравномерно, в этом случае следует указать среднюю высоту. После измерения и регистрации высоты, доску следует очистить и уложить поверх существующего снежного покрова на следующий период накопления. Если снежный покров на доске занимает менее 50 % площади или слишком тонок для измерения (менее 0,5 см), наблюдатель должен записать «след» в качестве наблюдения. Поверхностный иней на снегомерной доске не следует считать новым снегом и его необходимо счищать во время наблюдения.

В случае перераспределения ветра или таяния наблюдатель должен будет высказать суждение при интерпретации ВНС. Если ветер сдул снег со снегомерной доски частично или полностью, наблюдатель должен оценить, сколько снега упало бы на доску в отсутствие ветра. Наблюдатель может сделать эту оценку, учитывая то, что можно наблюдать в непосредственной близости от доски, и принимая во внимание как наличие дрейфов, так и мелких участков. При неоднородной высоте снега после снегопада из-за перераспределения ветра наблюдатели должны проводить многократные измерения до тех пор, пока они не будут удовлетворены своей приближенной оценкой среднего значения. Если в период накопления снега произошло таяние, наблюдатель должен оценить, какой была бы высота слоя выпавшего снега, если бы таяния не произошло. В любом случае наблюдатель должен сделать пометку о таянии или сдувании снега так, чтобы было известно, что наблюдение является оценкой, а не измерением по линейке. Если на доске обнаружен снег, но наблюдатель уверен, что с момента последнего периода наблюдений снег не выпадал (например, в случае поземка), наблюдатель должен отметить, что ВНС равна нулю.

2.6.1.3 **Источники ошибки**

Основным источником ошибки при измерениях ВНС является оценка высоты при наличии либо перераспределения ветра, либо таяния, и она может в значительной степени зависеть от опыта наблюдателя. Величину этих ошибок трудно оценить, но она может достигать 100 %. Ошибки из-за ветра можно уменьшить за счет правильного размещения снегомерной доски и минимизации воздействия на нее. Ошибки, связанные с таянием, можно свести к минимуму, если не подвергать снегомерную доску прямому воздействию солнечных лучей. Время измерения также может сильно влиять на неопределенность измерения. Особенно в период оттепелей проведение наблюдений на час раньше или позже может дать разницу в несколько сантиметров.

Небольшие ошибки (менее 0,5 см) могут возникнуть в результате неправильного прочтения измерений высоты на линейке, особенно под углом к поверхности снега. Их можно свести к минимуму, если считывать деления линейки под углом, максимально приближенным к перпендикуляру с поверхностью.

2.7 **НАЛИЧИЕ СНЕГА НА ЗЕМЛЕ**

Это наблюдение обычно проводится наблюдателем *in situ*, хотя могут использоваться полуавтоматические или автоматические методы, такие как фотометрия.

2.7.1 **Ручные измерения наличия снега на поверхности земли**

2.7.1.1 **Методы проведения измерений**

Ручное измерение НСП обычно заключается в визуальной оценке того, покрыт ли участок для измерений в поле зрения снегом любой высоты более чем на 50 % или менее.

Фотометрические методы измерения наличия снега идентичны визуальным измерениям, за исключением того, что интерпретация наличия покрова осуществляется с помощью фотографии или прямой видеосвязи, а не лично. Разрабатываются автоматические методы получения этой информации из фотографий, но поскольку они не получили широкого распространения, здесь они не рассматриваются.

2.7.1.2 ***Процедуры измерения и передовая практика***

Во-первых, необходимо определить участок, на котором будет проводиться оценка НСП. Это должен быть участок, на котором проводятся метеорологические и криосферные измерения, и он не должен ограничиваться областью вокруг снегомерной рейки. Поле обзора этого участка определено в п. [2.1.1](#).

Каждый день в одно и то же время следует визуально или с помощью фотографий наблюдать за полем зрения на участке для измерений и оценивать процент снежного покрова. Если доля снежного покрова превышает 50 %, то необходимо сообщить о наличии снега на участке. Если доля снежного покрова составляет менее 50 %, то необходимо сообщить об отсутствии снега на участке. Это наблюдение не зависит от точечного измерения ВС, хотя обратное утверждение будет неверным.

2.7.1.3 ***Источники ошибки***

Основным источником ошибки в таком наблюдении является интерпретация наблюдателем доли снежного покрова, особенно когда она приближается к 50 %. При неправильной интерпретации сроки сообщения об отсутствии снега на участке могут сдвинуться на несколько дней.

СПРАВОЧНАЯ И ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Всемирная метеорологическая организация (ВМО). *Руководство по гидрологической практике: Том I — Гидрология: от измерений до гидрологической информации* (ВМО-№ 168). Женева, 1908. (обновлено в 2020 г)
- Beaumont, R. T. Mt. Hood Pressure Pillow Snow Gage. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **1965**, 4 (5), 626–631. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1965\)004<0626:MHPPSG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1965)004<0626:MHPPSG>2.0.CO;2).
- Dickinson, W.T. and H.R Whiteley. A sampling Scheme for Shallow Snowpacks. *Bulletin of the International Association of Hydrological Sciences* **1972**, 17 (3), 246–258. <https://doi.org/10.1080/02626667209493832>.
- Farnes, P. E.; Goodison B. E.; Peterson N. R. et al. *Final Report: Metrication of Manual Snow Sampling Equipment*; Western Snow Conference: Spokane, WA, 1983.
- Fierz, C.; Armstrong, R. L.; Durand, Y. et al. *The International Classification for Seasonal Snow on the Ground*; IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 83, IACS Contribution No. 1; International Hydrological Programme of the United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO-IHP): Paris, 2009. <https://cryosphericsscience.org/publications/snow-classification/>.
- Fischer, A. P. The Measurement Factors in Estimating Snowfall Derived from Snow Cover Surfaces Using Acoustic Snow Depth Sensors. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **2011**, 50 (3), 681–699. <https://doi.org/10.1175/2010JAMC2408.1>.
- Global Cryosphere Watch. *Cryosphere Glossary* web page. <https://nsidc.org/learn/cryosphere-glossary>.
- Goodison, B. E.; Ferguson, H. L.; McKay, G. A. Measurement and Data Analysis. In *Handbook of Snow*, Reprint; Gray, D. M.; Male, D. H., Eds.; 191–274; Blackburn Press: Caldwell, NJ, 1981.
- Gottardi, F.; Obled, C.; Gailhard, J. et al. Statistical Reanalysis of Precipitation Fields Based on Ground Network Data and Weather Patterns: Application over French Mountains. *Journal of Hydrology* **2012**, 432–433, 154–167. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.02.014>.
- Griessinger, N.; Mohr, F.; Jonas, T. Measuring Snow Ablation Rates in Alpine Terrain with a Mobile Multioffset Ground-penetrating Radar System. *Hydrological Processes* **2018**, 32 (21), 3272–3282. <https://doi.org/10.1002/hyp.13259>.
- Haberkorn, A., Ed. *European Snow Booklet: An inventory of Snow Measurements in Europe*; EnviDat: 2019. <https://doi.org/10.16904/envidat.59>.
- Jacobson, M. D. Inferring Snow Water Equivalent for a Snow-Covered Ground Reflector Using GPS Multipath Signals. *Remote Sensing* **2010**, 2 (10), 2426–2441. <https://doi.org/10.3390/rs2102426>.
- Johnson, J. B.; Marks, D. The Detection and Correction of Snow Water Equivalent Pressure Sensor Errors. *Hydrological Processes* **2004**, 18 (18), 3513–3525. <https://doi.org/10.1002/hyp.5795>.
- Koch, F.; Prash, M.; Schmid, L. et al. Measuring Snow Liquid Water Content with Low-Cost GPS Receivers. *Sensors* **2014**, 14 (11), 20975–20999. <https://doi.org/10.3390/s141120975>.
- López-Moreno, J. I.; Fassnacht, S. R.; Beguería, S. et al. Variability of Snow Depth at the Plot Scale: Implications for Mean Depth Estimation and Sampling Strategies. *The Cryosphere* **2011**, 5 (3), 617–629. <https://doi.org/10.5194/tc-5-617-2011>.
- Lundberg, A.; Granlund, N.; Gustafsson, D. Towards Automated ‘Ground Truth’ Snow Measurements – A Review of Operational and New Measurement Methods for Sweden, Norway, and Finland. *Hydrological Processes* **2010**, 24 (14), 1955–1970. <https://doi.org/10.1002/hyp.7658>.
- National Snow and Ice Data Center (NSIDC). *Cryosphere Glossary* web page. <http://nsidc.org/cgi-bin/words/glossary.pl>.
- Neumann, N. N.; Derksen, C.; Smith, C.; Goodison, B. Characterizing Local Scale Snow Cover Using Point Measurements during the Winter Season. *Atmosphere-Ocean* **2006**, 44 (3), 257–269. <https://doi.org/10.3137/ao.440304>.
- Palmer, P. L. Estimating Snow Course Water Equivalent from SNOTEL Pillow Telemetry: An Analysis of Accuracy. In *Proceedings of the 54th Western Snow Conference*, Phoenix, AZ, 15–17 April 1986; Western Snow Conference: 1986; 81–86.
- Rovansek, R. J.; Kane, D. L.; Hinzman, L. D. Improving Estimates of Snowpack Water Equivalent Using Double Sampling. In *Proceedings of the 61st Western Snow Conference*, Quebec City, 9–11 June 1993; Western Snow Conference: 1993; 157–163.
- Sigouin, M. J. P.; Si, B. C. Calibration of a Non-Invasive Cosmic-Ray Probe for Wide Area Snow Water Equivalent Measurement. *The Cryosphere* **2016**, 10 (3), 1181–1190. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1181-2016>.

- Smith, C. D.; Kontu, A.; Laffin, R.; Pomeroy, J. W. An Assessment of Two Automated Snow Water Equivalent Instruments during the WMO Solid Precipitation Intercomparison Experiment. *The Cryosphere* **2017**, 11 (1), 101–116. <https://doi.org/10.5194/tc-11-101-2017>.
- Sturm, M.; Holmgren, J.; Liston, G. E. A Seasonal Snow Cover Classification System for Local to Global Applications. *Journal of Climate* **1995**, 8 (5), 1261–1283. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2).
- Sturm, M.; Holmgren, J. An Automatic Snow Depth Probe for Field Validation Campaigns. *Water Resources Research* **2018**, 54 (11), 9695–9701. <https://doi.org/10.1029/2018WR023559>.
-

ГЛАВА 3. ИЗМЕРЕНИЕ ЛЕДНИКОВ

3.1 ОБЩАЯ ИНФОРМАЦИЯ

3.1.1 Резюме

В этой главе описываются современные методы, применяемые при измерениях ледников и их изменений в результате климатического воздействия. В продолжение ранее разработанных руководящих принципов, описывающих терминологию и методологию гляциологических измерений и мониторинга, основное внимание в ней уделяется классическим измерениям гляциологического баланса массы, колебаний фронта ледника и толщины ледника. Многие методы, разработанные в XX веке (методы кола и ямы для определения баланса массы, измерения расстояний для определения изменения фронта ледника) активно используются до сих пор. Однако в последние десятилетия исследователи и специалисты получили новые возможности благодаря таким новым технологиям, как грунтопроникающий радар (георадар), глобальные навигационные спутниковые системы (ГНСС), лазерное сканирование с воздуха и из космоса, ряд новых оптических и радиолокационных спутниковых датчиков, беспилотные летательные аппараты (БПЛА) и автоматизированные измерения абляции. Достигнут прогресс и в технологии ведения наблюдений, анализе и обработке данных. Также используются различные подходы к моделированию для интерполяции измерений и дальнейшей оценки данных.

В XXI веке, вероятно, произойдет переход к большей автоматизации гляциологических наблюдений в режиме реального времени при поддержке спутникового мониторинга и моделирования. Тем не менее, очевидно, что полевые измерения останутся важной составляющей мониторинга, поскольку они позволяют обеспечить бесшовность и непрерывность долгосрочных рядов данных. Кроме того, автоматизированные и дистанционные методы вряд ли полностью заменят локальные измерения баланса массы. В данной главе не ставится задача предложить руководство по всем новым технологиям или подробно описать методологию, положенную в основу новых наборов данных и подходов. Основное внимание уделяется полевым методам, а также упоминаются платформы и техники дистанционного зондирования, необходимые исследователям для измерения баланса массы ледника, изменения фронта и толщины льда (например, для получения контуров ледника или цифровых моделей местности). В этой главе рассматриваются не все гляциологические величины (например скорость льда, температура льда) и не все методы изучения гидрологии ледников и ледяных лавин. Здесь также не рассматриваются исследования кернов льда.

Рекомендации:

- **Архивация данных и метаданные:** данные, собранные в полевых условиях, следует архивировать с соответствующими метаданными и передавать в хранилища данных, такие как Глобальные измерения материкового льда из космоса (ГИМЛК) (например контуры ледников, снеговые линии, линии стока) и Всемирная служба мониторинга ледников (ВСМЛ) (толщина льда, изменение фронта ледника, гляциологический и геодезический баланс массы, особые явления). До проведения анализа данных исследователям рекомендуется обращаться к опубликованным руководствам (например GLIMS, 2022; WGMS, 2019), чтобы включить соответствующие метаданные для облегчения их использования.
- **Сочетание различных методов для уменьшения неопределенности:** благодаря сочетанию различных методов наблюдений можно значительно уменьшить неопределенности и повысить согласованность конечных результатов. Это относится, например, к частой валидации записей баланса массы *in situ*

с помощью геодезических измерений изменения объема льда или к гомогенизации долгосрочных записей изменений длины с помощью аэрофотографических или спутниковых изображений.

- **Повышение согласованности и содействие передаче знаний:** стандартизация продукции мониторинга ледников имеет решающее значение для повышения согласованности и сопоставимости наборов данных в глобальном масштабе. Для содействия передаче знаний рекомендуется придерживаться единых протоколов, а также проводить регулярный обмен между национальными программами мониторинга.

3.1.2 Введение

Ледники образуются в тех регионах мира, где снег, выпадающий зимой или в течение влажного сезона, сохраняется после летнего таяния. Уже более 100 лет ведется наземный мониторинг изменений ледников в результате колебаний климата. В последние десятилетия постоянно увеличиваются охват и детализация наблюдений с воздуха и из космоса, что позволяет вести мониторинг ледников в глобальном масштабе. Наше понимание реагирования ледников на изменение климата основано на имеющихся временных рядах наблюдений, полученных в результате долгосрочных полевых измерений в сочетании с данными дистанционного зондирования.

В ответ на изменения температуры воздуха и количества осадков на временных интервалах от нескольких лет до тысячелетий меняются длина, протяженность и объем ледников.

Эти изменения влекут за собой последствия на местном, региональном и глобальном уровнях — от изменения доступности воды для сельского хозяйства до повышения уровня мирового океана. Кроме того, опасные явления, связанные с ледниками, влияют на жизнь людей и социальную инфраструктуру. Таким образом, моделирование баланса массы и будущей эволюции ледников в масштабах от локальных до глобальных представляет собой активную область исследований, где используются полевые данные и данные дистанционного зондирования для целей калибровки и валидации. Для этого необходимо стандартизировать передовые методы измерения ледников и обработки данных.

В этой главе основное внимание уделяется полевым методам определения баланса массы ледника.

Вводные разделы посвящены данным кадастров ледников (контуры, площади, объемы) и измерениям колебаний фронта ледников. Текст частично основан на ранее опубликованных пособиях и руководствах, описывающих терминологию и методологию, используемую в гляциологических измерениях и мониторинге, и в том числе на следующих изданиях:

- Østrem and Brugman (1991): A comprehensive manual for scientists conducting mass-balance measurements on glaciers, including also sections on meteorological and hydrological observations;
- Kaser et al. (2003): A manual on mass balance work, with focus on methods and safety during measurements on high-mountain glaciers;
- Cogley et al. (2011): The comprehensive *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*, including definitions of the variables used.

Поскольку ледники питаются за счет снегопадов, здесь неоднократно упоминаются методы, используемые для измерения количества снега на земле (Fierz et al. 2009; и [глава 2 тома II](#) настоящего Руководства).

3.1.3 Определение

Ледник. Многолетняя масса льда, и возможно фирна и снега, которая образуется на поверхности суши в результате рекристаллизации снега или других форм твердых осадков и характеризуется движением в прошлом или настоящем времени.

Это определение физически обосновано и лежит в основе определений, которые используются в исследованиях с помощью дистанционного зондирования, направленных на определение контуров отдельных ледников (см. [раздел 3.3.2](#)). Подчеркнем, что ни одно из этих определений не предназначено для использования в каком-либо юридическом контексте.

В повседневном языке термин «ледник» часто означает не только различные типы ледников, но и ледяные шапки (куполообразное ледяное тело с радиальным течением), и ледяные поля (масса льда на плато, из которой выходят несколько долинных ледников). В данной главе мы будем использовать эти обозначения в соответствии с последними рекомендациями (IPCC, 2021; Cogley et al., 2011).

В исследованиях баланса массы ледники обозначаются контурами, перенос массы льда через которые равен нулю. Если происходит перенос массы (например на линии налегания айсбергообразующего ледника), то убыль льда должна учитываться как компонент баланса массы. На ледяных шапках отдельные бассейны движения льда можно обозначать посредством определения направления движущей силы по моделям высоты поверхности. Однако на практике это часто реализуется путем получения сетки направлений стока из цифровой модели рельефа (ЦМР) и расчета гидрологических бассейнов на основе анализа водосбора.

3.1.4 Ледники по всему миру

Ледники встречаются во всех регионах мира, если это позволяют климатические условия. Таким образом, ввиду сильно различающихся климатических и топографических условий они неравномерно распределены по поверхности Земли. Ледники образуются там, где снег, выпавший зимой (или в период высокого накопления), не тает полностью в летний сезон (или сухой сезон). Основным фактором, влияющим на существование ледников, служит температура воздуха, и, таким образом, они преимущественно расположены в полярных и субполярных регионах или на больших высотах. Ледяные массы образуются за счет превращения снега в лед и сохраняются только при наличии достаточных топографических условий и количества осадков (снега). При достижении критической толщины скопившаяся масса начинает деформироваться и течь под собственным весом, в результате чего часть массы переносится на меньшие высоты, где лед тает. В прошлом климатические условия приводили к образованию гораздо большей площади ледяных масс, чем сейчас. Например, во время последнего ледникового максимума (ПЛМ) ледяные щиты и ледники покрывали 25% поверхности Земли, а сейчас глобальный ледяной покров составляет около 10% (Ruddiman, 2014).

На сегодняшний день известно более 200 000 ледников на Земле за пределами полярных ледяных щитов, общей площадью 705 000 км² (RGI Consortium, 2017) и предполагаемым объемом 158 000 км³ (Farinotti et al., 2019). К их числу не относятся два крупных ледяных щита в Антарктиде и Гренландии, но сюда включены ледники и ледяные шапки на периферии ледникового щита Гренландии.

3.1.5 Переменные, используемые в наблюдениях баланса массы

Подготовленный ВМО [Стандарт метаданных ИГСНВ](#) (ВМО-№ 1192)¹ содержит ключевые переменные, перечисленные в таблице 3.1, которые необходимы для определения долгосрочного баланса массы ледников на основе точечных измерений. Точечные измерения аккумуляции и абляции позволяют рассчитать точечный баланс массы. Перемножение интерполированных значений точечного баланса массы и известных площадей диапазонов высот, покрытых ледником, дает баланс массы всего ледника (гляциологический метод). Баланс массы обычно представляется в м или мм водного эквивалента (в.э.), и поэтому в таблицу включено определение водного эквивалента снежного покрова (ВЭС). Подробное обсуждение определения ВЭС изложено в главе 2, п. 2.4, тома II настоящего Руководства.

Таблица 3.1. Ключевые измеренные/расчетные переменные в исследованиях баланса массы ледников. Все переменные, кроме ВЭС, перечислены в *Стандарте метаданных ИГСНВ*.

ЛЕДНИКИ		
Переменная	Определение	Обозначение ПМИ (Реестр кодов ВМО) ^a
Поверхностная аккумуляция в точке	Масса, добавленная к леднику в точке на его поверхности, выраженная за определенный период времени ^b .	12011
Поверхностная абляция в точке	Масса, удаленная с ледника в точке на его поверхности, выраженная за определенный период времени ^b .	12012
Баланс массы ледника в точке	Сумма всех процессов, добавляющих массу на ледник и удаляющих ее в точке на его поверхности, выраженная за определенный период времени.	12009
Площадь ледника	Область, ограниченная проекцией контура ледника на поверхность эллипсоида, аппроксимирующего поверхность Земли, или на плоскую горизонтальную аппроксимацию этого эллипсоида. Площадь ледника не включает нунатаки, но включает покрытые обломочным материалом части ледника. Контур ледника отделяет ледник от неледниковой местности и от смежных ледников.	12013
Баланс массы ледника в целом	Результат всех процессов, увеличивающих и уменьшающих массу ледника на его поверхности, выраженный за определенный период времени и интегрированный по всей площади ледника (или бассейна) ^c .	12010
Водный эквивалент снежного покрова (ВЭС)	Вертикальная глубина воды, которая была бы получена при полном таянии снежного покрова, что равно массе снежного покрова на единицу площади. ВЭС — это произведение высоты снежного покрова в метрах и усредненной по глубине объемной плотности снежного покрова в килограммах на кубический метр. ВЭС может быть выражен в мм в. э. или в кг на м ⁻² (1 000 мм в. э. равны 1 000 кг на м ⁻²).	631 См. настоящий том, глава 2, 2.1.1

Примечания:

- a [Реестр кодов ВМО: wmdr/ObservedVariableTerrestrial](#)
- b На (типичном) средне- и высокоширотном леднике зимой преобладает аккумуляция, а летом — абляция. Однако оба процесса обычно происходят как зимой, так и летом. Таким образом, зимний баланс будет чистым результатом добавленной и потерянной массы в течение зимы, а летний баланс рассчитывается аналогичным образом.
- c Если не указано иное, баланс массы ледника относится к поверхностному балансу массы и не включает базальное или внутреннее таяние, но включает повторное замерзание в снеге и фирне.

¹ ИГСНВ = Интегрированная глобальная система наблюдений ВМО

Геодезический метод определения баланса массы ледника путем повторного картирования поверхности ледника и соответствующего вычитания дает изменение объема баланса массы за определенный период времени. Изменение объема нужно преобразовать в изменение массы, используя соответствующие допущения о плотности льда и снега. Дальнейшее описание этого метода см. в [разделе 3.9.2](#).

3.2 КАДАСТРЫ ЛЕДНИКОВ И СХЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ

3.2.1 Кадастры ледников

Первые попытки создания всемирного кадастра ледников были предприняты в ходе Международного гидрологического десятилетия, объявленного Организацией Объединенных Наций по вопросам образования, науки и культуры (ЮНЕСКО) на период 1965—1974 годов. Эти усилия привели к составлению Всемирного кадастра ледников, который был опубликован ВСМЛ в 1989 году. ВСМЛ продолжает собирать и публиковать стандартизированную информацию о текущих колебаниях ледников, то есть об изменениях их длины, объема и массы с 1986 года. Национальный центр данных по снегу и льду Соединенных Штатов Америки (США) (НЦДСЛ), основанный в 1982 году, также располагает архивированными данными о ледниках, например Всемирным кадастром ледников (ВКЛ²). В 1995 году была начата инициатива ГИМЛК, в рамках которой региональные исследователи вносят контуры ледников³ в глобальную базу данных для свободного и бесплатного дальнейшего распространения. В 2011 году началась реализация еще одной инициативы под названием Рандольфский кадастр ледников (РКЛ), в рамках которого был составлен и обновлен полный глобальный кадастр ледниковых покровов (Pfeffer et al., 2014; RGI Consortium, 2017). В период с 2020 по 2023 год рабочая группа Международной ассоциации криосферных наук (МАКН) стремится поддерживать и развивать РКЛ. Глобальная сеть наблюдений за поверхностью суши — ледники (ГСНПС-Л), созданная в 2009 году и совместно управляемая ВСМЛ, НЦДСЛ и ГИМЛК, осуществляет надзор за управлением и модернизацией мониторинга ледников в рамках глобальной стратегии наблюдений под эгидой Организации Объединенных Наций и МАКН.

3.2.2 Характеристика ледников

Ледники можно описать по ряду параметров, определяющих их географические и топографические характеристики, как показано в таблице 3.2. Как видно из таблицы, в ВСМЛ, ГИМЛК и НЦДСЛ используются несколько разные обозначения. Различия во многом обусловлены историческим развитием и разными целями кадастров.

Таблица 3.2. Параметры, характеризующие ледники

Страна или территория^a Страна или территория, на которой расположен ледник. Если требуется код страны, можно использовать двухбуквенный код ИСО 3166: (https://www.iso.org/iso-3166-country-codes.html)
Идентификация — номер ледника^{a,b,c} Идентификатор ВСМЛ: атрибут АЗ представляет собой 5-значный цифровой код. Идентификатор ГИМЛК имеет вид: GnnnnnnEmmmmm[N S] и указывает широту и долготу с точностью до трех знаков после запятой. См. пояснение в разделе 3.3.2. Идентификатор РКЛ: 14-значный идентификатор вида RGIvv-rr.nnnnn, где vv — номер версии, rr — номер региона первого порядка, а pnnnn — произвольный идентификационный код, уникальный в пределах региона.

² <https://nsidc.org/data/g01130>

³ <https://www.glims.org/>

Название ледника^{a,b,c} ВСМЛ: атрибут A2 ГИМЛК: если имеется официальное название основного ледника, его следует указать. РКЛ: название ледника или идентификационный код ВКЛ или ВКЛ-XF (модифицированный по Müller et al., 1978), если он имеется. При необходимости следует также указать названия отдельных притоков или выводных ледников. Для очень длинных имен допускаются сокращения. Название должно быть написано латиницей. В некоторых случаях ледники могут не иметь названия, а только каталожный номер, но впоследствии им может быть присвоено имя или обнаружено название, которое используют местные жители. В таких случаях должна быть возможность включить в это поле альтернативное имя.
Местонахождение – географический объект, горный хребет или массив^a ВСМЛ: атрибуты A8 и A9 Относится к известному географическому объекту, обычно горному хребту, что дает приблизительное представление о местоположении ледника. Примеры: Западные Альпы, южная Норвегия, Андский хребет, Тянь-Шань, Гималаи, Аляска. Примеры более конкретных мест: бассейн Роны, Ютунхеймен, хребет Брукса.
Координаты^{a,b,c} – центрально расположенная точка вблизи линии равновесия Координаты должны как можно точнее описывать местоположение центральной точки в контуре ледника. Подходящая точка находится в центральных частях основного потока льда. Широта и долгота этой точки должны быть указаны в десятичных градусах с точностью не менее четырех знаков после запятой. Координатная точка может быть создана автоматически на основе контура ледника в программном обеспечении географической информационной системы (ГИС). Местоположение будет меняться при изменении периметра.
Дата^{a,b,c} ВСМЛ: атрибуты B11, C8, C10, D14, D16, E6, E7, E8, F4 Атрибуты ВСМЛ относятся к датам съемки, измерениям колебаний фронта, измерениям баланса массы, контрольным датам и датам особых событий. При передаче контуров ледников в ГИМЛК или РКЛ необходимо указывать дату получения (день, месяц и год). Следует проявлять особую осторожность при использовании разновременных данных по одному и тому же региону.
Площадь поверхности^{b,c} ВСМЛ: атрибуты D7, E15, E17 (и дополнительные атрибуты точности изменения площади) Площадь поверхности ледника – ключевой параметр, используемый при моделировании баланса массы и других исследованиях, включая оценку глобальных изменений ледников. Площадь можно рассчитать непосредственно в программе ГИС. Важно измерять площадь ледника в соответствующей метрической проекции. Значение должно быть записано в квадратных километрах с не менее чем двумя, а лучше тремя знаками после запятой.
Длина^{a,b,c} ВСМЛ: атрибуты B9, B10 Максимальная длина ледника определяется как длина самой длинной линии тока ледника в целом. Средняя длина – это среднее значение длин каждого притока вдоль его самой длинной линии тока к выходу ледника. Рекомендуется сначала определять только максимальную длину, поскольку это значительно сокращает объем работы. Среднюю длину можно добавить на последующем этапе. Для ледяных шапок описанный выше метод определения максимальной длины применяется к каждому выводному леднику и бассейну движения льда. В некоторых случаях более значимой информацией может стать наибольшая и наименьшая ширина ледяной шапки, и эти параметры легко определить по картам или в ГИС.
Высота (максимальная, минимальная, средняя, медианная)^{a,b,c} ВСМЛ: атрибуты B6, B7, B8 Рекомендуется определять эти параметры на основе цифровой модели местности (ЦММ) ледника или бассейна движения льда (с использованием идентификатора ГИМЛК или номера ВСМЛ в качестве идентификатора). Среднее значение высоты равно сумме всех значений высоты отдельных ячеек ЦММ, поделенной на количество ячеек в пределах границ ледника. Медианная высота – это высота, которая делит площадь ледника таким образом, что 50% площади находится выше, а 50% – ниже этой высоты. Атрибут ВСМЛ EEE8 – это высота точки измерения баланса массы.
Гипсометрия^{b,c} Распределение площади и высоты ледника или ледяной шапки может быть рассчитано по ЦММ ледника. Рекомендуется рассчитывать общую площадь в каждом стометровом интервале (или в более узком диапазоне высот для небольших ледников).

Ориентация^{a,b,c}

ВСМЛ: атрибуты A13, A14

Ориентация (экспозиция) направления вниз по леднику может быть рассчитана по ЦММ как средняя ориентация всех ячеек ЦММ, покрытых ледником. Ориентация может рассчитываться отдельно для областей аккумуляции и абляции.

Средний уклон^{b,c}

Средний уклон является хорошим вспомогательным показателем для других параметров, например средней толщины. Он может рассчитываться как средний уклон всех ячеек ЦММ, покрывающих ледник.

Примечания:

- a Параметры ВСМЛ. Эти параметры (атрибуты) в том виде, как они используются для ВКЛ, изложены в Описании атрибутов ВСМЛ (2019), доступном на сайте www.wgms.ch.
- b Параметры ГИМЛК. Основные параметры ГИМЛК приводятся в Paul et al. (2009, 2010), где дано подробное описание основных параметров ледников в соответствии с определением консорциума ГИМЛК, а также инструкции для расчета параметров.
- c Параметры РКЛ. Поля данных РКЛ описаны Консорциумом РКЛ (RGI Consortium, 2017).

3.2.3 Классификация ледников

Схема морфологической классификации ледников была предложена в 1970 году рабочей группой Международной комиссии по снежному и ледовому покрову/Международной ассоциации научной гидрологии (МКСЛ/МАНГ), предшественницей МАКО (Müller et al., 1970), и впоследствии принята и обновлена ВСМЛ. Система классификации ледников ГИМЛК опирается на эти более ранние схемы и учитывает специфические особенности ледников, встречающиеся в разных частях света, включая полярные регионы (Rau et al., 2005). В ней используются девять цифр, которые характеризуют тип ледника, его форму, характеристики фронта, продольный профиль, активность языка в районе источника и характеристики морены. Эта схема классификации используется уже не так широко и поэтому не воспроизводится здесь, но на рисунках 3.1 а)—h) приведены примеры различных типов ледников, классифицированных в соответствии с вышеупомянутыми схемами и расположенных в различных горных/возвышенных районах.

3.2.4 Выбор ледников для измерений

При выборе ледников для включения в сеть для долгосрочного мониторинга баланса массы или изменения длины и проведения соответствующих гляциологических полевых работ нужно учитывать следующие соображения. Описание частично основано на Kaser et al. (2003).

Площадь. Ледник или ледяная шапка, выбранные для программы баланса массы, в идеале должны давать результаты, репрезентативные для регионального баланса массы. В кадастровых исследованиях ледники часто определяются по нижнему пределу размера в 0,01 км² (см., например, Paul et al., 2020), но площадь и объем многих ледников столь малого размера могут подвергаться резким изменениям в результате локальных климатических воздействий. Для горных ледников идеальная площадь для исследования баланса массы составляет 1—10 км², что позволяет преодолевать ее пешком или на лыжах. Площадь ледяных шапок и ледяных полей варьируется от 10 до 50 000 км², и для проведения наземной программы баланса массы для большинства ледяных масс в этом диапазоне размеров придется задействовать вертолеты, снегоходы или другие моторизованные транспортные средства.

Диапазон высот. Диапазон высот должен быть репрезентативным для региона оледенения и позволять выявлять изменчивость высоты линии равновесия (ВЛР).

Площадь водосбора. Для ледяных шапок необходимо провести точное исследование топографии поверхности (и топографии подстилающей породы, если таковая имеется), чтобы определить бассейны движения льда, а которых следует проводить мониторинг.

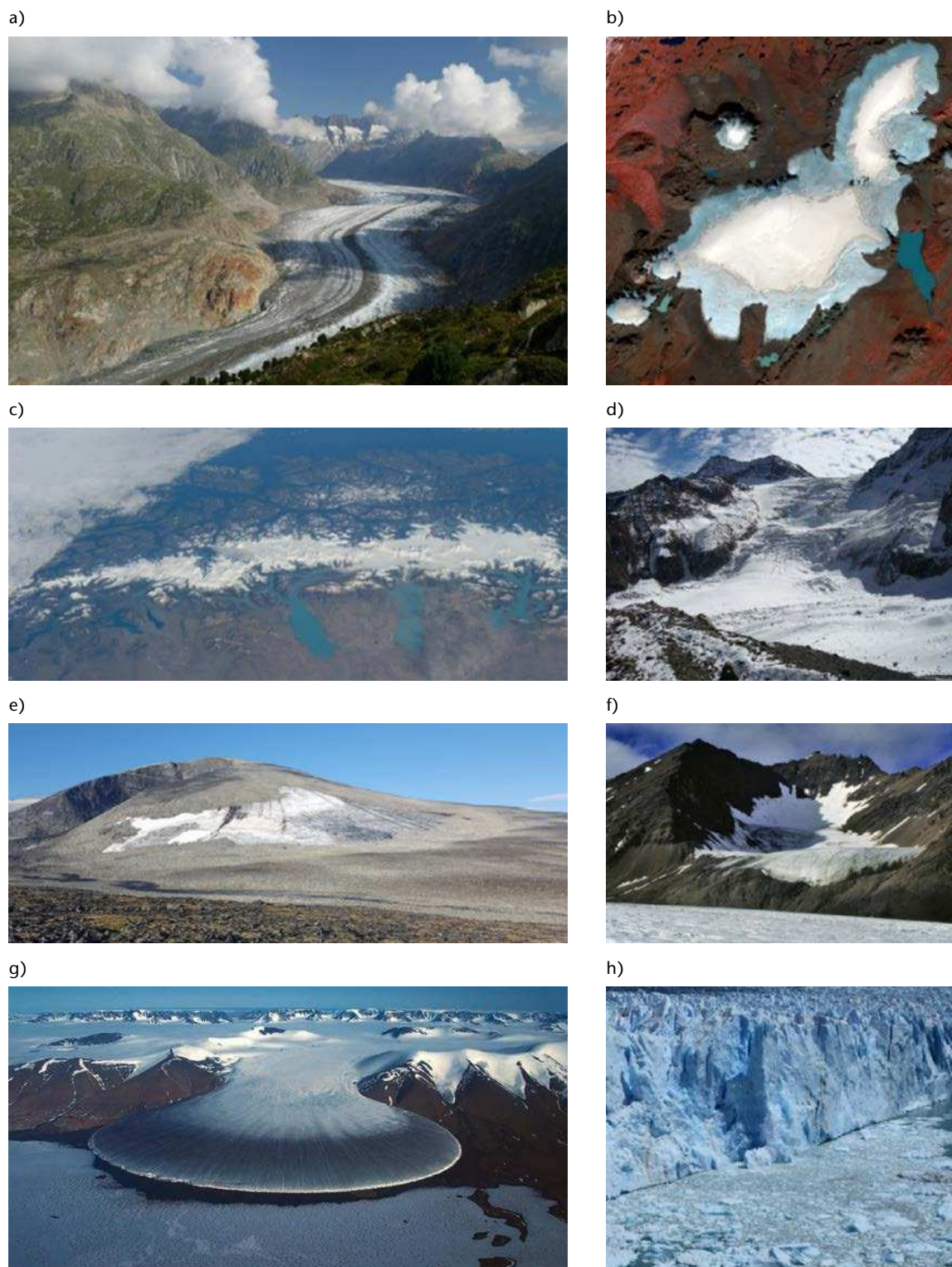


Рисунок 3.1. Различные типы ледников: а) долинный ледник (Большой Аалечский ледник, Швейцария); б) ледяная шапка (Лаунгйёкулдль, Исландия); в) ледовое поле (Южно-Патагонское ледовое поле); д) горный ледник (ледник Колахой, Индия); е) пятно льда (Ювфонн, Ютунхеймен, Норвегия); ф) цирковый ледник (безымянный ледник, Шпицберген); г) предгорный ледник (ледник Элефант Фут, северо-восточная Гренландия); х) айсбергообразующий ледник (ледник Перито-Морено, Аргентина).

Источник: а) Маттиас Хасс; б) SENTINEL-2, Европейское космическое агентство (ЕКА); в) Национальное управление по авиации и исследованию космического пространства (НАСА) (www.antarcticglaciers.org); д) Торстейнн Торстейнссон; ф) © Glaciers online, М. Хамбри; г) www.wikimapia.org

Выбор горных ледников, расположенных в отдельных цирках или долинах, должен быть направлен на ограничение сложности учета других источников накопления снега, помимо осадков (например лавин с окружающих отвесных скальных стен).

Геометрия. Полевые работы и анализ будет проще вести, если область аккумуляции и область абляции четко определены и имеют несложную форму.

Фронтальная абляция. Если откалывание в озера или океан либо отрыв ледяными лавинами у конца ледника существенно влияют на баланс массы ледника, этот компонент следует учитывать при оценке баланса массы.

Пульсация ледника. Пульсирующие ледники не идеальны для долгосрочных исследований баланса массы из-за интенсивного распределения массы во время пульсации, которая в большинстве случаев изменяет относительное количество льда в зонах аккумуляции и абляции. Это усложняет расчеты баланса массы.

Покрывание обломочным материалом. Вести полевые работы на покрытых обломочным материалом ледниках может быть затруднительно, поскольку обломки породы на поверхности затрудняют установку и обслуживание сетей реек, а также интерпретацию взаимосвязей между ледником и климатом. В горных хребтах, где часто встречаются ледники, покрытые обломками, их следует включать в программы баланса массы, чтобы обеспечить мониторинг репрезентативной выборки ледников.

Поверхность. Ледники с гладкой поверхностью наиболее удобны и безопасны для передвижения и измерений баланса массы. По возможности следует избегать мест с ледниковыми трещинами. С помощью устройства Глобальной системы определения местоположения (ГСОМ) можно установить фиксированные маршруты передвижения по леднику, чтобы избежать движения по районам с ледниковыми трещинами. Это снижает риск несчастных случаев при пересечении заснеженного ледника.

Доступность. Доступ должен быть максимально простым, чтобы облегчить регулярное проведение полевых работ, минимизировать риски и обеспечить возможность быстрого отхода в случае чрезвычайных ситуаций.

Вопросы безопасности. Сотрудники, проводящие измерения на ледниках, должны иметь соответствующую подготовку в области передвижения по ледникам и проведения спасательных операций. Такая подготовка должна включать в себя использование веревок, обвязок, ледобуров и ледорубов, а также общий альпинистский опыт (рис. 3.2). Обучение должно проводиться на регулярной основе, и следует поощрять самоподготовку. Крайне важно обеспечить доступ к документации с описанием оборудования, методов и навыков, необходимых для проведения гляциологических полевых работ (см. пример в приложении). Кроме того, необходимо обеспечить наличие документации о маршрутах доступа к каждому леднику, включенному в программу измерений, и об имеющихся там опасностях (ледниковые трещины, лавины).

Доступность данных. При выборе ледников для долгосрочного мониторинга предпочтение следует отдавать участкам, для которых имеются данные предыдущих измерений (гляциологические и метеорологические переменные, данные дистанционного зондирования).

3.3 КОНТУРЫ И ПЛОЩАДИ ЛЕДНИКОВ

3.3.1 Введение

Тригонометрическая съемка контуров ледников и картирование высоты их поверхности впервые начали проводиться в XIX веке (Bauder et al., 2007). Применение фотограмметрических методов позволило повысить точность контуров высоты поверхности, и в первой половине XX века с помощью аэрофотосъемки на карту были



Рисунок 3.2. Безопасное передвижение по ледникам. Риски передвижения по ледникам можно свести к минимуму с помощью соответствующей подготовки по использованию защитного снаряжения и поддержания знаний о местных условиях. Необходимо использовать веревки, если свежеснежный слой снега закрывает ледниковые трещины и, возможно, ледниковые мельницы.

Источник: Сольвейг Х. Винсвольд

нанесены многие покрытые ледниками регионы мира (Hattersley-Smith, 1966). Для определения профилей поверхности ледников и ледяных шапок широко применяются барометрические съемки и измерения на основе ГСОМ (Björnsson, 1988; Björnsson and Pálsson, 2020). В настоящее время для создания ЦММ, которые часто называют цифровыми моделями рельефа (ЦМР) топографии поверхности ледника, регулярно используются данные воздушных и космических радиолокационных систем (РЛС с синтезированной апертурой (РСА) и интерферометрический РСА). Многоспектральные датчики (такие как на спутниках Pléiades (Плеяды), ASTER (АСТЕР) и СПОТ) позволяют картировать поверхность ледников с точностью 0,5—2 м по вертикали (см., например, Berthier et al., 2014), а технология воздушного обнаружения и локализации с помощью источника света (лидар) в настоящее время широко используется для картирования высоты поверхности ледников с вертикальной точностью менее 1 м на сетках с горизонтальным разрешением 5 × 5 м или лучше (Geist et al., 2005; Jóhannesson et al., 2013). В рамках проекта Арктическая ЦМР, осуществляемого правительством США, недавно была создана ЦМР высокого разрешения (2 × 2 м) всего арктического региона (к северу от 60° с.ш.), включая его ледники, ледяные шапки и Гренландский ледяной щит, на основе оптических изображений, полученных со спутников WorldView⁴. Планируется создать повторные ЦМР в рамках этого же проекта, который также охватывает остальные ледники мира и Антарктиду.

3.3.2 Создание контуров ледников

Для расчета баланса массы ледника необходимо знать его площадь и, следовательно, контуры. Площадь ледника определяется как пространственное распределение многолетнего льда в определенный момент времени, обычно измеряемое в км² (см. табл. 3.3). Для небольших ледников и ледяных шапок контуры ледников обычно оцифровывают вручную с помощью аэрофотоснимков или спутниковых изображений

⁴ <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/>

(ортофотоснимков) с географической привязкой либо значений интенсивности лидара (см., например, Paul et al., 2002; Fischer et al., 2014; Andreassen et al., 2020; Linsbauer et al., 2021; см. рис. 3.3).

Для более крупных ледников или районов рекомендуется использовать автоматические или полуавтоматические методы на основе оптических датчиков (Paul et al., 2009; Racoviteanu et al., 2009). Следующее описание основано преимущественно на Raup and Khalsa (2010).

Таблица 3.3. Идентификаторы гипотетического ледника в Европейских Альпах, указанные в четырех кадастрах ледников

Название ледника	Идентификатор ВСМЛ	Идентификатор ВКЛ ^a	Идентификатор ГИМЛК	Идентификатор РКЛ
Буквенно-цифровой; до 60 символов	Числовой код	Буквенно-цифровой; 12 знаков	Буквенно-цифровой; 14 знаков	Буквенно-цифровой; 14 знаков
GLACIER	2222	CH4012506003	G007880E45990N	RGI40-11.02789

Примечание:

а <https://nsidc.org/data/g01130>

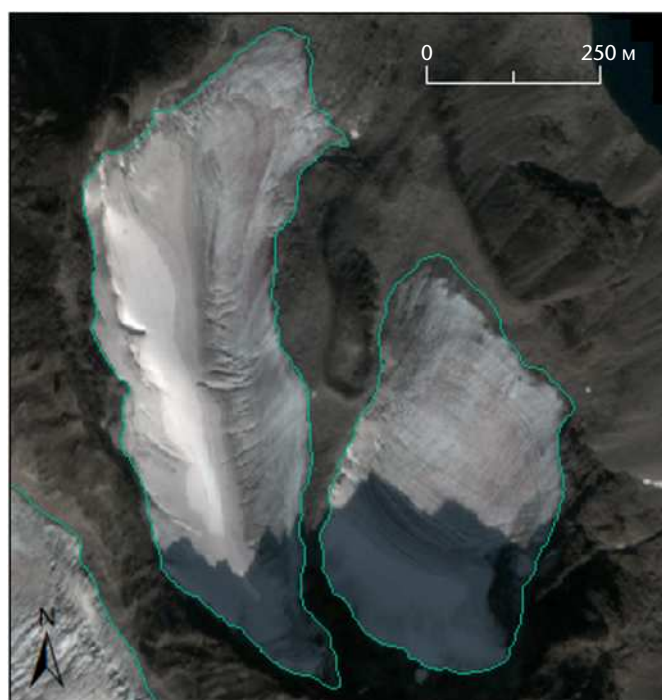


Рисунок 3.3. Контуры ледников могут оцифровываться вручную с ортофотоснимков или выводиться из спутниковых данных в полуавтоматическом режиме. Здесь контуры двух небольших ледников в Ютунхеймене, Южная Норвегия, оцифрованы вручную со снимка Pléiades с разрешением 2 м.

Источник: © Национальный центр космических исследований (Франция) 2019 г., распространение Airbus DS. Рисунок составлен по Andreassen et al. (2022), Journal of Glaciology

Определение. В исследованиях с помощью дистанционного зондирования, направленных на определение контуров отдельных ледников, используется следующее определение ледника:

Ледник или многолетняя снежная масса представляет собой массив льда и снега, который наблюдается в конце сезона таяния или, в случае тропических ледников, после таяния временного снега. Это включает, как минимум, все притоки и соединенные с ними подводящие каналы, по которым лед поступает в основной ледник, а также все его части, покрытые обломочным материалом. Все открытые участки земли, включая нунатаки, исключаются. Шельфовый ледник следует рассматривать как отдельную ледяную массу.

Подчеркнем, что ни это определение, ни определение в [разделе 3.1.3](#) не предназначены для использования в каком-либо юридическом контексте.

Идентификатор ледника. Каждому леднику в базах данных ВСМЛ, ВКЛ, ГИМЛК и РКЛ присвоен идентификационный номер (табл. 3.3). Ледники также могут иметь национальный идентификатор или другие виды местных идентификаторов.

Идентификатор ВСМЛ: числовой идентификатор.

Идентификатор ВКЛ: 12-значный уникальный идентификатор ледника, включающий 2-значную политическую единицу, 1-значный код континента, 4-значный код водосбора, 2-значный код свободного местоположения и 3-значный код местного ледника.

Идентификатор ГИМЛК: 14-значный идентификатор вида: *GnnnnnnEmmmmm[N|S]*. Здесь [N|S] означает либо север, либо юг, а *nnnnnn* – десятичную долготу с точностью до трех знаков после запятой в диапазоне [000000,359999]. Число *mmmm*, обозначающее десятичную широту с точностью до трех знаков после запятой, находится в диапазоне [00000,90000]. Рекомендуется выбирать место в верхней части зоны абляции ледника.

Идентификатор РКЛ: 14-значный идентификатор вида *RGIvv-rr.nnnnn*, где *vv* – номер версии, *rr* – номер региона первого порядка, а *nnnnn* – произвольный идентификационный код, уникальный в пределах региона. Как правило, не следует ожидать, что идентификационный код каждого ледника, *nnnnn*, будет одинаковым в разных версиях РКЛ.

Примечание – если ледник зарегистрирован в ВМО, он получит специальный идентификатор станции ИГСНВ (ИСИ).

Инструменты и изображения. Для определения контуров ледников с помощью карт, ортотрансформированных аэрофотоснимков, ЦММ или спутниковых снимков в ручном или полуавтоматическом/автоматическом режиме используются инструменты и программное обеспечение ГИС. К спутниковым платформам, предоставляющим свободный доступ к исходным данным для картографирования ледников, относятся Лэндсат (с 1972 года), АСТЕР (с 1999 года) и Сентинел-2 (с 2015 года). Многие исследователи разработали автоматизированные методы получения контуров ледников (например, Paul et al., 2002), а также методы расчета неопределенности.

Критерии для контуров ледников. С опорой на приведенное выше определение дистанционного зондирования применяются соответствующие критерии, чтобы установить, какие объекты должны входить в состав того или иного ледника.

Контур ледника должен включать следующее:

- Ледяная масса над бергшрудом (у начала ледника)
- Ледники-притоки, впадающие в ледник

- Застойные ледяные массы, находящиеся в контакте с ледником
- Связанные с ледником части, покрытые обломочным материалом

В контур не должны входить отвесные скальные стены, лавины с которых способствуют накоплению снега на леднике, а также участки, покрытые сезонным снегом. Отделенная от ледника ледяная масса может способствовать формированию ледника за счет ледяных лавин, и аналитик должен принять решение о том, считать ли ее частью ледника или нет (Raup and Khalsa, 2010).

Ледяная шапка или ледяное поле могут включать несколько различных бассейнов движения льда, образующих непрерывную ледяную массу, но не обменивающихся льдом между собой. Такая ледяная масса может рассматриваться как один объект или несколько объектов, если можно определить границы, разделяющие различные бассейны.

При картировании контуров многих ледников трудноразрешимой проблемой является присутствие по краям ледника сезонного снега, что связано с аккумуляцией или отложением сдутого снега (снежных наносов) или лавинного снега и неполным истощением снежного покрова к моменту получения снимков. Таким образом, для картирования ледников с такими периферийными снежниками следует использовать снимки, сделанные в конце периода абляции (или сухого периода), и отделять их от основного ледника (но идентифицировать), если их невозможно избежать.

ГИМЛК различает *шельфовые ледники* — лед, плавающий в океанской воде ниже линии налегания двух или более ледников, и *языки льда* — плавучий лед, отходящий от одного ледника. Шельфовые ледники считаются отдельными объектами, а языки льда включаются в состав ледника, к которому они прикреплены.

Многоугольники, сегменты и атрибуты категорий (см. Raup and Khalsa, 2010). Контур ледника имеет форму многоугольника, обозначающего границы всего ледника. Внутренние особенности ледников, такие как нунатаки, исключаются с помощью многоугольных «вырезов» или путем создания контуров вокруг них и их отдельной маркировки. Также можно включить снеговые линии⁵, линии тока и ледниковые озера.

В ГИМЛК один и тот же идентификатор ледника ГИМЛК присваивается всем многоугольникам и сегментам, связанным с конкретным ледником, то есть контурам ледника, осевым линиям и внутренним контурам пород.

Минимальный размер ледника. Доступные сегодня спутниковые датчики и ортофотоснимки позволяют наносить на карту очень маленькие ледники (Fischer et al., 2014). Минимальный размер, который может быть изучен, зависит от используемого датчика (разрешение изображения), качества снимков (истощение снежного покрова) и цели исследования. В Paul et al. (2016) в качестве минимальной площади ледника рекомендуется принимать 0,01 км² при использовании спутниковых датчиков, работающих с пространственным разрешением 15—30 м. Leigh et al. (2019) отмечают, что минимальный порог может быть ниже, если для картирования используются снимки высокого разрешения (<1 м). Однако ледяные массы площадью менее 0,01 км² могут быть не (текущими) ледниками, а пятнами льда (см. рис. 3.1. е)) и могут помечаться в таблице атрибутов соответствующим образом.

Неопределенность. База данных ледников ГИМЛК позволяет назначить два значения неопределенности для каждого контура ледника: i) глобальную и ii) локальную неопределенность (Paul et al., 2009). Если i) можно получить из метаданных используемого (спутникового) снимка, то ii) зависит от характеристик ледника и снимка.

Неопределенность при изображении контуров выше для ледников, покрытых обломочным материалом или находящихся в тени, а также для ледоразделов в плоских

⁵ Снеговая линия на леднике определяется как линия, отделяющая снег от льда или фирна в любой момент времени t (Cogley et al., 2011).

областях аккумуляции. В качестве первого шага рекомендуется применять фиксированное значение точности (например, размером в один или два пикселя изображения) для всех ледников, а затем улучшать его по мере возможности (Paul et al., 2009).

В одном из исследований, в котором сравнивались площади ледников, полученные вручную разными аналитиками, было обнаружено, что относительные различия в площади достигают 3—6 % (Paul et al., 2013). Сравнивая результаты ручного и автоматического создания контуров ледников, некоторые авторы (например, Paul et al., 2013; Andreassen et al., 2022) выявили хорошую согласованность между двумя методами (разница, как правило, находится в диапазоне 1—5 %). Автоматический анализ позволяет лучше выявить самые маленькие ледники и учесть все выходы обнаженной скальной породы, которые аналитики, проводящие работу вручную, обычно упускают или не замечают. С другой стороны, может потребоваться ручная корректировка автоматических классификаций, чтобы правильно установить очертания ледников, покрытых обломочным материалом или находящихся в тени, а также удалить ошибочно классифицированные водные объекты, снежные поля, морской лед или лед на водной поверхности.

Выбор изображения. По возможности рекомендуется анализировать снимки за разные годы, чтобы отделить сезонный снег от многолетнего снега или ледников и выбрать наилучшие снимки. В тех случаях, когда ледники не видны из-за локальных облаков, теней или отсутствия данных (например, полосы на снимках Лэндсат 7, полученных после мая 2000 года), также можно добавить недостающие части из других изображений, возможно, полученных в худших условиях.

3.4 ТОЛЩИНА И ОБЪЕМ ЛЕДНИКОВ

3.4.1 Радиоэхозондирование для определения толщины ледника

Данные о балансе массы в основном отражают изменения объема ледников и ледяных шапок, поэтому желательно одновременно определять общий объем изучаемого ледника. Для точного определения объемов ледников необходимо измерить площадь их поверхности и определить их толщину методом радиоэхозондирования с помощью оборудования, буксируемого транспортными средствами (Björnsson and Pálsson, 2020), портативных систем (например, Mingo and Flowers, 2010) или воздушных приборов (Lindbäck et al., 2018). Для отслеживания внутренних отражателей в ледниках, изучения характера границы между ледниками и ложами и обнаружения подледниковых и внутрiledниковых водоемов также можно использовать радарные системы (Plewes and Hubbard, 2001; Magnússon et al., 2021a).

Техника радиоэхозондирования во льду основана на передаче и обнаружении электромагнитных волн на частотах от 1 до 1000 МГц. Частоты в диапазоне 2—10 МГц подходят для зондирования в умеренном льду, в то время как более высокие частоты применяются в холодном (полярном) льду. Распространение радиолокационного сигнала зависит от относительной электропроницаемости (ϵ) и электропроводности (σ) льда (Plewes and Hubbard, 2001). На оба параметра влияет наличие воды и примесей. На проницаемость также может влиять анизотропия льда и изменение температуры льда.

Схема типичного эксперимента по радиоэхозондированию для использования на льду умеренной зоны показана на рисунке 3.4. Снегоход или другое транспортное средство буксирует двое саней, соединенных тросом. На одних санях размещается передатчик, на других — приемник, и на обоих санях устанавливаются антенны. Простейший тип антенны, диполь, показан на рисунке 3.5. Переменный электрический ток в диполе генерирует передаваемую электромагнитную волну, которая отражается от подстилающей породы (или от элементов внутри льда). Приемник обнаруживает как отраженную волну, так и прямую, передаваемую вдоль поверхности.

Радиоэхозондирование

Метод наблюдения

$$c_{\text{air}} = 3 \times 10^8 \text{ м/с}$$

Дифференциальная
ГСМ

Поверхность
ледника

Передатчик

Приемник



$$t \cdot c_{\text{ice}}$$

$$T' \cdot c_{\text{ice}}$$

$D = \text{высота}$

$T' = \text{разница времени прохождения фронта волны, зафиксированная приемником}$

$$c_{\text{ice}} \approx 1,7 \times 10^8 \text{ м/с}$$

$T = dt + T' = \text{время прохождения фронта волны внутри льда}$

Ложе ледника

Расчетная толщина

$$D = ((T \cdot c_{\text{ice}} / 2)^2 - (a/2)^2)^{1/2}$$

Высота ложа над уровнем моря

$$Z_b = Z_{\text{DGPS}} - D$$



Рисунок 3.4. Система радиоэхозондирования состоит из двух основных компонентов:

1) передатчик и 2) приемник. Передатчик посылает короткий импульс радиоволн определенной частоты. Приемник улавливает радиоволны от передатчика и волны, отраженные от близлежащих поверхностей. Приемник регистрирует время между приходом переданной волны и всех отраженных волн, а также силу волн (измеряется как напряжение переменного тока).

Источник: рисунок адаптирован из: Эйольфур Магнуссон, Университет Исландии

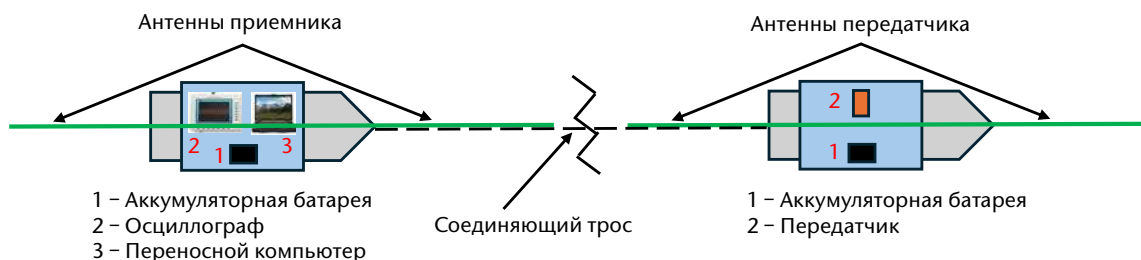


Рисунок 3.5. Полевая установка системы радиоэхозондирования. На передних санях размещается передатчик с антеннами. На задних санях размещаются приемник и компьютер для регистрации данных. Сани соединены тросом, и во время измерения между ними поддерживается постоянное расстояние. Для систем, используемых на ледниках умеренной зоны, длина антенны обычно составляет 10 м. На ледниках, куда нельзя добраться на моторизованном транспорте, сани можно тянуть вручную. Также можно буксировать двое саней рядом, соблюдая определенное минимальное расстояние, которое зависит от конфигурации системы.

Для простейшего случая точечных измерений со стационарными приемником и передатчиком, расположенными практически в одной точке на поверхности ледника, и при допущении, что отражение от ложа происходит непосредственно под антеннами:

$$D = 0,5 \cdot v_{ice} \cdot t \quad (3.1)$$

где D — толщина льда, v_{ice} — скорость электромагнитной волны во льду, а t — время прохождения в обе стороны между поверхностью и ложем.

В более общем случае волна проходит между передатчиком и приемником, как показано на рисунке 3.4. В этом случае вертикальная глубина определяется следующим образом:

$$D = \left[(v_{ice} \cdot t/2)^2 - (\alpha/2)^2 \right]^{1/2} \quad (3.2)$$

где t — время прохождения отраженной от ложа волны между передатчиком и приемником, а α — расстояние по поверхности между передатчиком и приемником. Дополнительные объяснения приводятся на рис. 3.4.

На санях для приемника и/или на снегоходе размещается дифференциальный приемник ГНСС, которую часто называют Глобальной системой определения местоположения (ГСОМ), регистрирующий положение профилей зондирования, что позволяет в любой момент точно определять местоположение средней точки между передатчиком и приемником.

Полевые операции. Если предполагается создать карту топографии подстилающей породы под ледником или ледяной шапкой с высоким разрешением, потребуется проложить достаточно плотную сетку профилей. Расстояние между профилями по горизонтали обычно составляет 1 км, но для ледников площадью менее ~100 км² желательно использовать более густые сети. Для достижения максимального разрешения во время зондирования сигналы должны записываться на расстоянии менее четверти длины волны друг от друга. Сигнал — это запись отклика на одиночный импульс электромагнитной энергии, идущий от передатчика к подстилающей породе и обратно к приемнику. Например, система радиоэхозондирования на частоте 5 МГц образует волны длиной $\lambda = c/v = 1,69 \cdot 10^8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} / 5 \cdot 10^6 \text{ с}^{-1} = 34 \text{ м}$, поэтому в этом случае сигналы следует записывать на расстоянии менее 8,5 м друг от друга. Для точного определения толщины ледника необходимо знать топографию его поверхности. Это обеспечивается путем профилирования с помощью дифференциальной ГНСС одновременно с эхозондированием. Поскольку в разных ледниках электромагнитные волны имеют разную скорость из-за разного температурного режима, содержания влаги, концентраций обломков и примесей, а также анизотропии, рекомендуется откалибровать толщину, определенную с помощью радиоэхозондирования, по другим данным (предпочтительно путем прямого измерения в скважине), определив таким образом скорость электромагнитных волн для исследуемого ледника. При проведении радиоэхозондирования в зонах аккумуляции ледников и ледяных шапок следует применять поправку, обусловленную более высокой скоростью распространения электромагнитных волн в снеге и фирне, покрывающих ледниковый лед. В таблице 3.4 приводятся основные данные, относящиеся к радиоэхозондированию на ледниках.

Обработка данных. Графическое изображение данных радиоэхозондирования включает в себя построение графика времени прохождения (ось y) для каждого сигнала и положения на профиле зондирования (ось x).

Следующие этапы обработки данных были адаптированы по рекомендациям, опубликованным на сайте <https://www.stolaf.edu/other/cegsic/background/>:

- i) организация и очистка полевых данных. Для этого необходимо сориентировать профили в одном направлении и присвоить каждому сигналу координаты поверхности;
- ii) выполнение статических и высотных поправок;

Таблица 3.4. Технические характеристики систем радиоэхозондирования полярных и умеренных ледников и ледяных шапок

<i>Техническая характеристика</i>	<i>Холодный лед</i>	<i>Умеренный лед</i>
Скорость электромагнитных волн во льду	1,53—1,72 × 10 ⁸ м/с	1.69 × 10 ⁸ м/с
Диапазон частот	30—800 МГц	2—10 МГц
Диапазон длин волн	0.2—5.7 м	17—85 м
Длина дипольной антенны	0,2—1,6 м	5—20 м
Пиковая мощность	500—3000 Вт	1 250—8 000 Вт
Полоса пропускания	1—40 МГц	0,1—10 МГц
Максимальная толщина льда	4 800 м	1500 м
Вертикальное разрешение	2,5—60 м	<10 м
Точность определения положения на поверхности	< 1 м	< 1 м

Источник: Plewes and Hubbard (2001), таблица 3; Björnsson and Pálsson (2020)

- iii) полосовая фильтрация данных для устранения низкочастотных и высокочастотных шумов;
- iv) проход вдоль пути (в двух измерениях). Приемник может регистрировать эхосигналы, возникающие не непосредственно под системой радиоэхозондирования, поэтому данные необходимо корректировать для более точного определения положения отражателей;
- v) интерпретация и построение графика поверхности ложа.

3.4.2 Определение рельефа подстилающей породы и объема ледника

Первый двумерный (2D) проход выполняется по преобладающему рельефу. На долинном леднике преобладающим рельефом обычно является сама долина, поэтому профили следует записывать в поперечном леднику направлении (Welch et al., 1998). На ледяной шапке со сложным рельефом подстилающей породы направление прокладки профилей следует определять исходя из уже имеющейся информации или выводов относительно подледниковых ландшафтов (Magnússon et al., 2021b). Двумерный проход предполагает, что 1) все отражающие поверхности расположены вдоль профилей (то есть не регистрируются отражения от поверхностей по обе стороны от профиля) и 2) все видимые уклоны отражателей, используемых при проходе, направлены в сторону профиля (Welch et al., 1998). Эти предпосылки выполняются редко, поэтому для определения сложного рельефа подстилающей породы необходима трехмерная съемка (3D). Это достигается путем записи близко расположенных профилей радиоэхозондирования и использования полностью трехмерных процедур проходов для учета отражений от любого места. Также можно применять двухступенчатый двумерный проход (Claerbout, 1985; Yilmaz, 1987). В целевых исследованиях на леднике Уортингтона, Аляска (Welch et al., 1998), и на ледниковой шапке Мюрдальсйёкюдль, Исландия (Magnússon et al., 2021b), расстояние между профилями составляло 20 м.

Для перевода времени прохождения отражений сигнала в обе стороны в высоту используется соответствующая скорость распространения ЭМ-волн во льду (таблица 3.4). Затем отражающие элементы подстилающей породы оцифровываются для создания карты ложа ледника. Отражающую границу можно экспортировать в виде списка координат (x,y,z) в соответствующей географической системе координат. Следует оценить статистику перекрестных точек и пересмотреть данные в случае выявления несоответствия высот более 5 м.

Конечным продуктом является ЦМР подстилающей породы, полученная с помощью интерполяции данных радиоэхозондирования методом кригинга. Часто полученную ЦМР требуется проверить вручную, чтобы восполнить пробелы в данных и уменьшить артефакты, связанные с недостатками миграции двумерных данных радиоэхозондирования или с интерполяцией кригинга. Разрешение конечной ЦМР поверхности ложа зависит от расстояния между профилями.

Карта с изображением толщины ледника может быть рассчитана путем дифференцирования ЦМР поверхности ледника и его ложа. Результаты следует сравнить с глубинами, измеренными в скважинах, доходящих до ложа, если на леднике проводилось бурение. Общий объем ледника или ледяной шапки на момент съемки получается путем суммирования по всей площади ЦМР.

3.4.3 Погрешность и неопределенности измерений

Погрешность измерений толщины ледника с помощью импульсных радарных систем обусловлена i) погрешностью в измерении толщины в данной точке, и ii) погрешностью при определении толщины, связанной с неопределенностью горизонтального расположения (Lapazaran et al., 2016).

Погрешность, обусловленная первой причиной (измерение толщины в точке), зависит от погрешности в скорости распространения радиоволн, а также от погрешности, связанной с определением отражения от ложа и, следовательно, временем прохождения в обе стороны. Скорость распространения радиоволн в снеге и фирне выше, чем во льду, и поэтому усредненная по высоте скорость распространения радиоволн разнится в зонах аккумуляции и абляции из-за изменения толщины, плотности, содержания воды и воздуха в снеге/фирне. Однако на практике принято использовать постоянное значение скорости (таблица 3.4), а погрешность обычно принимается равной 1—5 % (Lapazaran et al., 2016). Ошибки в определении времени прохождения сигнала в обе стороны могут быть связаны со сложностями при выборе правильного отражающего элемента ложа из нескольких возможных или с неправильной интерпретацией внутреннего слоя (например, слоев пепла) во льду как подстилающей породы. Кроме того, рассеяние от подледниковых или внутриледниковых водоемов или водных включений может препятствовать правильному отражению от ложа, что вносит погрешность в определение толщины. Помимо этого, при радиоэхозондировании долинных ледников отражения от склонов долины (внеплоскостные отражения) могут создавать проблемы при определении времени прохождения сигнала. Сравнение высот, определенных в точках пересечения двух или более профилей зондирования, помогает проверить согласованность данных и выявить ошибки.

Погрешность при определении горизонтального расположения составляет порядка нескольких сантиметров, если позиционирование осуществляется с помощью дифференциальной ГСOM, поэтому ошибка, возникающая по этой причине (погрешность позиционирования), может считаться пренебрежимо малой. Однако это верно только в случае сохранения фиксированного расстояния между средней точкой между передатчиком и приемником и дифференциальной ГСOM на буксирующем транспортном средстве. Для конфигурации, показанной на рисунке 3.4 (см. Magnússon et al., 2021b), точность горизонтального положения средней точки оценивается в <3 м.

Погрешность при определении объема ледника по данным радиоэхозондирования обусловлена вышеупомянутыми ошибками и неопределенностью при определении границы ледника и, следовательно, его площади (Martín-Español et al., 2016). Ошибки при определении границ могут быть связаны с наличием обломочного материала или снежников, а также с неопределенностью при установлении точного положения ледоразделов и фронтов откалывания. Однако больше всего неопределенность при расчете объема льда по измерениям толщины льда зависит от охвата профилей и, следовательно, от пространственной экстраполяции толщины льда на все ледяное тело. Ввиду того что толщина ледникового льда часто неоднородна, а по соображениям доступности и других логистических ограничений можно провести только некоторое

количество прямых измерений, экстраполяция может давать значительную неопределенность в общей оценке объема льда (см., например, Andreassen et al., 2015; Grab et al., 2021).

3.4.4 Компиляция измерений толщины льда в глобальном масштабе

В 2014 году ВСМЛ при поддержке МАКН запустила международную Базу данных по толщине ледников (GlaThiDa), чтобы внести вклад в оценку общего объема ледников мира (Gärtner-Roer et al., 2014). В первой версии основное внимание уделялось сбору оценок средней и максимальной толщины ледников по данным, опубликованным в литературе. Версии 2 и 3 содержат дополнительные данные об измерениях толщины ледников на всех континентах, предоставленные в ответ на запросы данных (Welty et al., 2020). Предоставленные данные получены с помощью измерений в скважинах, сейсмических зондирований, радарных измерений и других геофизических исследований. Архивные версии GlaThiDa доступны в ВСМЛ (<https://gitlab.com/wgms/glathida>). Ученым рекомендуется готовить свои окончательные данные о толщине льда в точке, используя те же поля атрибутов, что и в GlaThiDa, чтобы упростить представление данных для последующих версий GlaThiDa.

Данные о толщине льда полезны для калибровки и валидации моделей толщины льда (см., например, Ramsankaran et al., 2018; Helfricht et al., 2019; Zorzut et al., 2020). Такие модели, основанные на локальных наблюдениях за толщиной ледника, сегодня незаменимы для получения однородных наборов данных для крупномасштабных исследований динамики ледников и водных ресурсов (например, Lutz et al., 2014; Hock et al., 2019). Рабочая группа МАКН по оценке толщины льда (2014—2019 годы) провела эксперименты по взаимному сравнению в области моделирования толщины льда при валидации данными о толщине льда (Farinotti et al., 2017) и представила оценку распределения толщины льда для всех ледников мира (Farinotti et al., 2019).

3.5 ИЗМЕРЕНИЯ КОЛЕБАНИЙ И ДЛИНЫ ФРОНТА ЛЕДНИКОВ

3.5.1 Справочная информация

Мониторинг ледников уже давно включает измерения изменений положения фронта ледников, и многие записи впервые появились в конце XIX – начале XX века (Forel, 1895; Rekstad, 1902; Eythórsson, 1949). Такие колебания фронта желательно измерять в направлении, представляющем центральную линию тока вдоль ледника. Тогда они будут отражать изменения длины ледника вдоль заданной линии тока или центральной линии. В связи с этим, записи о положении фронта принято называть записями об изменении длины (см., например, Purdie et al., 2014; Zemp et al., 2015; WGMS, 2019). Колебания длины ледников являются естественными индикаторами изменений климата в прошлом (см., например, Leclercq et al., 2014), и их можно использовать для извлечения климатического сигнала (Oerlemans, 2005). Измерения положения и длины фронта ледника считаются ключевой переменной в стратегиях глобального мониторинга ледников (см., например, Gärtner-Roer and Bast 2019). Ряды изменений длины были реконструированы за несколько столетий с помощью рисунков, картин и фотографий (Nussbaumer et al., 2011). Для ограничения изменений длины ледника также можно использовать исторические карты и положение конечных морен (см., например, Weber et al., 2019; Hannesdóttir et al., 2020). Мониторинг нескольких ледников в одном районе удобно применять для отфильтровывания влияния различной динамики и геометрии ледников, а также местных метеорологических условий. Колебания фронта ледника и изменение его длины также можно получить на основе аэрофотоснимков с привязкой к местности (ортофотоснимков) или спутниковых данных. Все большее число высокочувствительных спутниковых датчиков с высоким пространственным и временным разрешением, таких как Sentinel-2 (10 м) или Pléiades (0,5—2 м), позволяет измерять все

ледники в определенном регионе. Однако главным элементом для понимания флуктуаций ледников в прошлом и для сохранения методологической последовательности по-прежнему являются классические данные о колебаниях фронта *in situ*.

3.5.2 Измерения колебания фронта – полевые данные

Колебания фронта (в метрах) определяются на основе ежегодных или многолетних измерений расстояния между концом ледника и фиксированными реперными точками, такими как пирамиды камней, окрашенные камни или шлямбурные скальные крюки (рис. 3.6). Расстояния предпочтительно измерять в направлении линии тока (или параллельно ей) и под прямым углом к периметру ледника. Измерительная линия задается в виде фиксированного направления (с помощью аналогового или цифрового компаса) или отмечается на местности с помощью стрелок, краски или дополнительных пирамид камней. Измеряется одна или несколько точек вдоль фронта ледника, а наблюдения обычно проводятся ежегодно в конце сезона абляции. Традиционно расстояние измеряется с помощью рулетки с точностью в пределах 2 м; а в настоящее время часто используется лазерный (электронный) дальномер, обеспечивающий точность измерения в пределах 1 м. Для регистрации положения отдельной точки на фронте ледника или даже всего фронта с точным позиционированием (<10 см) также можно использовать измерения с помощью дифференциальной ГНСС. Однако делать это следует только в том случае, если идти пешком вдоль конца ледника безопасно и удобно. Для получения ортоизображений с целью картирования контуров ледников также можно задействовать БПЛА (беспилотные летательные аппараты).

Точность измерений положения фронта зависит от его доступности, а она может стать ограниченной из-за его продвижения или отступления. В целом, ледники имеют разное время отклика из-за разного уклона, длины и градиентов баланса массы (см., например, Zekollari et al., 2020). Отступление ледника также может значительно усиливаться при откалывании ледника в предледниковое озеро, и подобные ситуации усложняют измерения положения фронта.

Иногда измерения положения фронта ледника приходится прекращать, если из-за изменения конца ледника становится невозможно проводить точные измерения. Это произошло на нескольких ледниках в Норвегии, Исландии и Швейцарии (см., например, Andreassen et al., 2020; Sigurðsson, 1998). Фронт ледника может, к примеру, отступить в труднодоступную или небезопасную местность (например, из-за зыбучих песков или отступления вверх по очень крутому склону) или точное определение границы ледника может быть затруднено из-за покрытия обломками.

Для продления записей колебания фронта, восполнения пробелов в данных и обеспечения однородности/калибровки рядов можно использовать наблюдения с карт и ортофотоснимков (см., например, Andreassen et al., 2020; GLAMOS, 2020; Kurzböck et al., 2021). Для определения изменений длины ледника можно использовать контуры ледника с исторических карт и ортофотоснимков наряду с автоматически сгенерированными линиями тока. Нередко такие линии тока необходимо модифицировать в связи с появлением нунатаков или изменением формы конца (рис. 3.6).

3.5.3 Предоставление отчетности о колебаниях фронта и изменении длины

ВСМЛ собирает данные измерений колебания и длины фронта и публикует их в выпусках Глобального бюллетеня изменений ледников (Global Glacier Change Bulletin) (см., например, WGMS, 2021). Также с помощью стандартных форм можно представить информацию о реконструированных колебаниях фронта ледника (Zemp et al., 2011). Подробные сведения о представлении данных приводятся в Описании атрибутов ВСМЛ (WGMS Attribute Description, 2019). На рисунке 3.7 показаны колебания фронта семи ледников на пяти континентах в виде кумулятивных изменений длины. Периоды ведения записей варьируются от 65 до 140 лет.

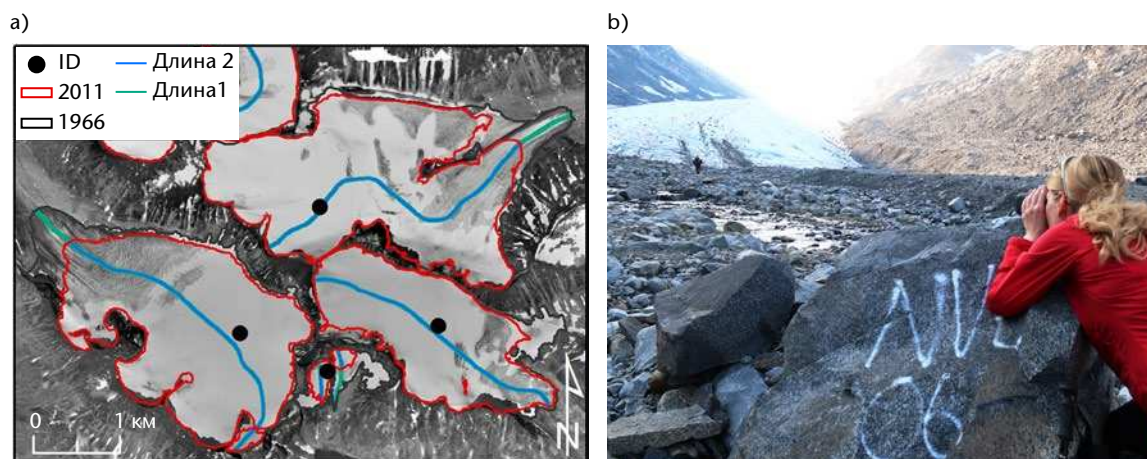


Рисунок 3.6. а) Измерение положения фронта Хелльстугубреена в Норвегии. Валун с надписью как ориентир. б) Оцифрованные контуры ледника Ютунхеймен, Норвегия. Контуры получены по ортофотоснимкам 1966 и 2011 годов. Фоном служит ортофотоснимок 1966 года. Длина1 и длина2 — это линии тока, используемые для расчета изменения длины по картам. Идентификаторы ледников получены из кадастра Норвегии.

Источник: а) Йостейн Аасен. б) Рисунок из Andreassen et al. (2020); воспроизведено с разрешения журнала Journal of Glaciology

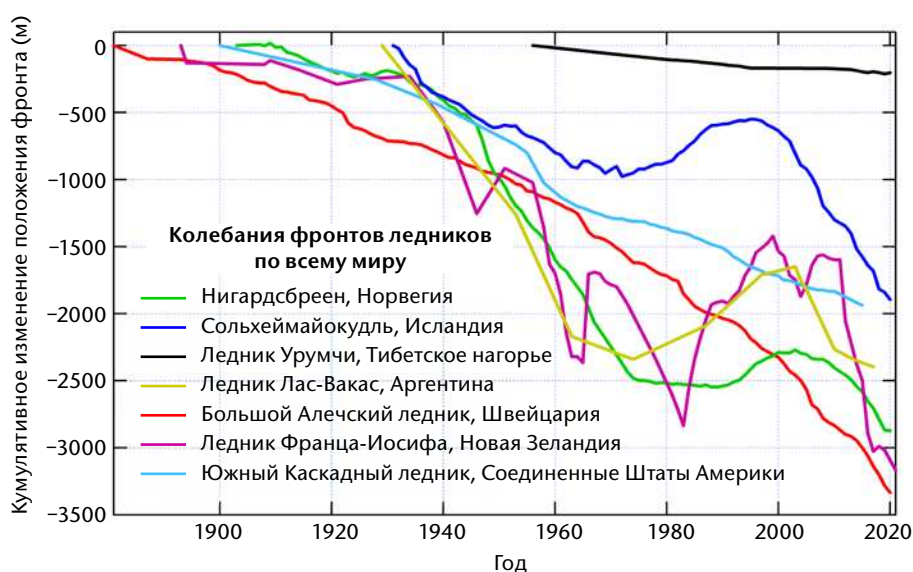


Рисунок 3.7. Наблюдаемое кумулятивное изменение длины с начала измерений колебаний фронта на следующих ледниках: Большой Аалекский ледник (начало в 1881 г.), ледник Франца-Иосифа (1894 г.), Южный Каскадный ледник (1900 г.), Нигардсбреен (1907 г.), Лас-Вакас (1929 г.), Сольхеймайокудль (1932 г.) и Урумчи (1956 г.). Все фронты ледников отступают, но в некоторых случаях отступление прерывается продвижением вперед из-за периодов похолодания, увеличения количества осадков или пульсации.

Источник: Данные ВСМЛ (WGMS, 2021) с обновлениями

3.5.4 Другие источники данных об изменении длины

Помимо ортофотоснимков, полученных с помощью аэрофотосъемки, для выявления колебаний фронта и изменения длины можно использовать спутниковые данные. Изменения длины в этом случае обычно рассчитываются вдоль одной или нескольких линий тока, которые могут оцифровываться вручную или генерироваться автоматически (см., например, Kienholz et al., 2014; Maussion et al., 2020). Сложность методов с использованием линий тока заключается в том, что изменения могут быть неравномерными вдоль выхода ледника и результаты будут отличаться в зависимости от положения линий тока. При так называемом «методе рамки» вдоль выхода ледника определяется рамка, основание которой располагается перпендикулярно центральной линии ледника (Moon and Joughin, 2008; McNabb and Hock, 2014). Благодаря быстрому развитию дистанционного зондирования и машинного обучения появляются новые методы оценки изменений на всей площади выхода ледника, в частности для ледников, выходящих в море (см., например, Zhang et al., 2021).

В нескольких исследованиях были проанализированы данные об изменении длины на основе данных, полученных из разновременных спутниковых кадастров (например, Fischer et al., 2014, Winsvold et al., 2014, Paul et al., 2020). Предыдущие исследования показали, что данные Лэндсат с разрешением 30 м хорошо согласуются с полевыми данными, за исключением языков ледников, находящихся в отбрасываемой тени (Paul et al., 2011). Однако в отличие от полевых наблюдений разрешение оптических спутников, таких как АСТЕР и Лэндсат, равное 15—30 м, не позволяет получить точный годовой сигнал. С учетом быстрого отступления многих ледников в течение XXI века новые усовершенствованные спутниковые датчики с более высоким пространственным разрешением нередко позволяют определять изменения длины ледников от года к году. Будущие датчики с более высоким разрешением и бесплатной съемкой позволяют проводить более частые и точные измерения изменения длины ледников с помощью спутниковых данных.

3.5.5 Неопределенность

Неопределенности при измерениях колебаний и изменения длины фронта связаны с точностью самого измерения и репрезентативностью точек или линий, используемых для измерений. Точность полевых измерений колебаний фронта составляет до 1 м при использовании лазерного дальномера и до 10 см при использовании дифференциальной ГНСС. Для других источников данных об изменении длины точность будет зависеть от пространственного разрешения снимка или датчика и точности географической привязки. Если ледник имеет неровный выход, то результаты измерений могут сильно различаться как в случае полевых данных, так и данных дистанционного зондирования, в зависимости от выбранной линии прямой видимости или линии тока. Ряды колебаний фронта необходимо регулярно гомогенизировать и при необходимости перекалибровывать с использованием ортофотоснимков и карт.

3.6 ТЕРМИНОЛОГИЯ БАЛАНСА МАССЫ И СИСТЕМЫ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОТЧЕТНОСТИ

Стандартизированные системы терминологии баланса массы были описаны в “Mass-Balance Terms” («Термины баланса массы») (1969), Müller et al. (1970), Mayo et al. (1972) и Østrem and Brugman (1991). Определения ключевых терминов приводятся в разделе 3.6.1 ниже, на основе определений, обобщенных по более ранней работе Когли и др. (Cogley et al. 2011). Обратите внимание, что определения ключевых переменных, включенных в систему ВМО-ИГСНВ, уже были приведены в [разделе 3.1.5](#). Наиболее важные системы для представления отчетности о балансе массы описаны в [разделе 3.6.2](#).

3.6.1 Терминология баланса массы

Аккумуляция (с). Включает все процессы, увеличивающие массу ледника (рис. 3.8). Главным процессом аккумуляции является снегопад. Аккумуляция включает также отложение инея, переохлажденный дождь, другие виды твердых осадков помимо снега, переносимый ветром снег, сход лавин и базальную аккумуляцию (часто под плавающим льдом). Кроме того, внутренняя аккумуляция может происходить за счет повторного замерзания талой воды внутри снеговзапаса.

Абляция (а). Включает все процессы, которые удаляют массу из ледника (рис. 3.8). Основными процессами являются таяние и откалывание, но на некоторых ледниках значительную роль играют сублимация, потеря снега при ветровом переносе и сход лавин. Абляция обычно не включает базальное или внутреннее таяние, если не указано иное.

Область аккумуляции. Часть ледника или ледяной шапки, где величина аккумуляции превышает величину абляции, то есть, где кумулятивный баланс массы по отношению к началу года положителен с точки зрения баланса массы (рис. 3.8 и 3.9). Указания на область аккумуляции обозначают ее размер в конце масс-балансового года. От года к году размер области аккумуляции может сильно варьироваться. Термин «зона аккумуляции» имеет то же значение.

Область абляции. Часть ледника или ледяной шапки, где величина абляции превышает величину аккумуляции, то есть, где кумулятивный баланс массы по отношению к началу года отрицателен с точки зрения баланса массы (рис. 3.8 и 3.9). Указания на область абляции обозначают ее размер в конце масс-балансового года. От года к году размер области абляции может сильно варьироваться. Термин «зона абляции» имеет то же значение.

Линия равновесия. Граница, отделяющая область аккумуляции от области абляции (рис. 3.8 и 3.9). На линии равновесия в конце масс-балансового года поверхностный баланс массы равен нулю.

Высота линии равновесия (ВЛР). Пространственно-усредненная высота линии равновесия.

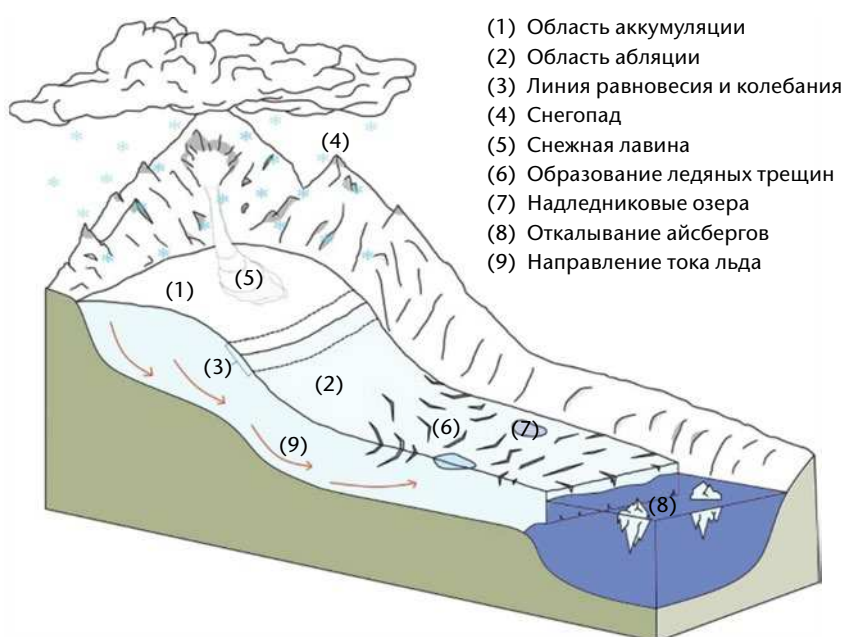


Рисунок 3.8. Схематическое изображение зон ледника, линии равновесия и основных механизмов набора и потери массы



Рисунок 3.9. Снимок SENTINEL-2 ледяной шапки ледника Хофсйокудль площадью 810 км², Исландия, сделанный в конце лета 2019 года. В области абляции зимний снежный покров постепенно таял в течение лета, обнажая под собой ледниковый лед. Снеговая линия определяет нижнюю границу области, покрытой снегом в любое время. В приведенном здесь случае линия равновесия совпадает с положением снеговой линии в конце сезона таяния. Ее высота (ВЛР) зависит от климатических условий. Диапазон высот Хофсйокудля: 650—1790 м, ВЛР = 1300 ± 200 м.

Источник: ЕКА (данные спутников серии Sentinel программы «Коперник» за 2019 год)

Коэффициент области накопления (КОН). Отношение площади области аккумуляции к площади ледника (ледяной шапки), часто выраженное в процентах.

Сезон аккумуляции. Промежуток времени от сезонного минимума массы ледника до сезонного максимума (рис. 3.10). Сезон аккумуляции совпадает с зимним сезоном на большинстве ледников, которые относятся к зимнему типу аккумуляции. К особым случаям относятся ледники с летним типом аккумуляции и круглогодичной абляцией, а также ледники, имеющие более одного сезона аккумуляции в течение года.

Сезон абляции. Промежуток времени от сезонного минимума массы ледника до сезонного максимума (рис. 3.10). Сезон абляции совпадает с летним сезоном на большинстве ледников, которые относятся к зимнему типу аккумуляции. К особым случаям относятся ледники с летним типом аккумуляции и круглогодичной абляцией, а также ледники, имеющие более одного сезона абляции в течение года.

Зимний баланс (массы) в точке (bw). Представляет собой снегонакопление, которое останется в конце зимы, но не общее накопление, поскольку часть снега может быть удалена в результате сублимации, испарения, ветровой эрозии и таяния.

Летний баланс (массы) в точке (bs). Представляет собой потерю массы в период между весенними и осенними наблюдениями, складывающуюся из i) таяния снега и ледникового льда в зоне абляции и ii) потери массы из зимнего слоя в зоне аккумуляции. Для ледников, выходящих в океан или в предледниковые озера, *откалывание* представляет собой компонент абляции, состоящий из откалывания льда от края ледника в озеро или морскую воду с образованием айсбергов или на сушу в случае сухого откалывания.

Годовой баланс массы точки (ba). Изменение баланса в течение одного масс-балансового года, которое может быть выражено как алгебраическая сумма зимнего баланса и летнего баланса:

$$b_a = b_w + b_s \quad (3.3)$$

Годовой баланс массы может быть положительным или отрицательным в зависимости от условий конкретного балансового года. Все значения приводятся в метрах водного эквивалента (м в.э.).

Для обозначения баланса массы всей площади ледника или ледяной шапки (или конкретного бассейна движения льда) используются заглавные буквы:

B_w = зимний баланс

B_s = летний баланс

B_a (или B_n) = годовой баланс (или чистый баланс)

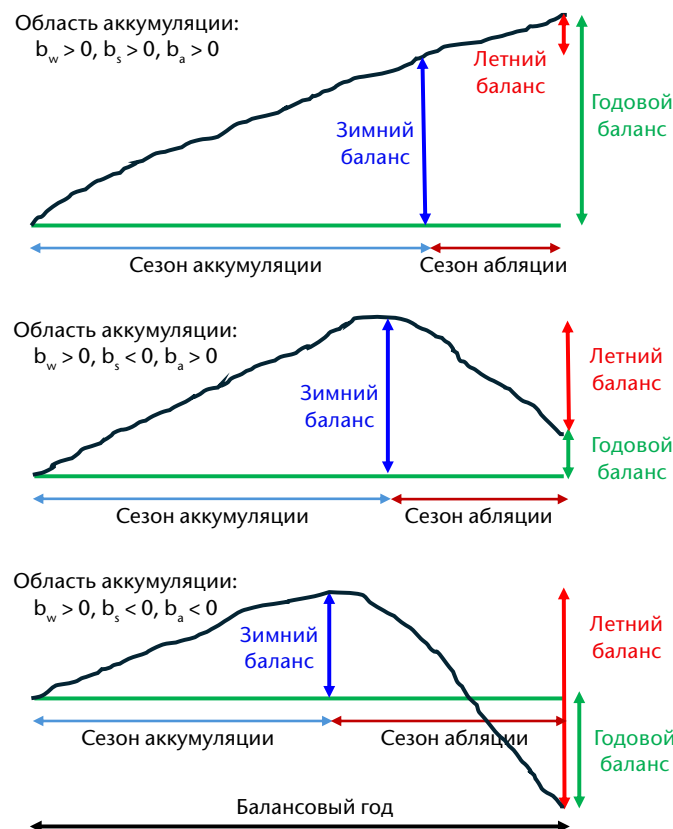


Рисунок 3.10. Схематические диаграммы баланса массы в трех местах на разных высотах ледника. Вверху: на наибольших высотах летний баланс может быть положительным, а масса добавляется в течение всего года. В середине: типичная ситуация для большей части области аккумуляции с положительным зимним балансом, отрицательным летним балансом и положительным годовым балансом. Внизу: меньшее количество выпавшего за зиму снега и гораздо большее летнее таяние приводят к отрицательному годовому балансу в зоне абляции. На этой диаграмме зимний баланс определен стратиграфически для примеров в середине и снизу (от минимальной массы к максимальной), но произвольно для примера сверху. Балансовый год, как показано на рисунке, относится к системе с фиксированной датой (см. описание систем представления отчетности в [разделе 3.6.2](#)). Обратите внимание, что относительная продолжительность сезонов аккумуляции и абляции меняется в зависимости от высоты ледника.

3.6.2 Системы представления отчетности о балансе массы

На рис. 3.11 показано типичное кумулятивное изменение баланса массы в течение гляциологического года в одной точке ледника. Ниже приведены сведения о наиболее широко применяемых системах представления отчетности.

Стратиграфическая система. В этой системе определение баланса массы основано на определении последовательных годовых минимумов, а также годовых максимумов для сезонных балансов в массе ледника/ледяной шапки. В этой системе масс-балансовый год имеет разную продолжительность. На практике применение стратиграфической системы затруднено, поскольку полевые измерения обычно проводятся только дважды в год, а точные даты годовых минимумов и максимумов заранее не известны. Кроме того, максимумы и минимумы могут не наблюдаться одновременно на всех высотах ледника или ледяной шапки.

Система с фиксированными датами. В этой системе годовой баланс рассчитывается ежегодно между фиксированными датами, и в северном полушарии обычно это 1 октября. В южном полушарии и в высокогорных районах вблизи экватора, очевидно, будут применяться другие даты. Если осенняя съемка проводится раньше или позже 1 октября, необходимо использовать модели баланса массы для коррекции таяния и/или выпадения осадков в виде снега, которые могли произойти в период между 1 октября и датой полевых измерений. В то время как система с фиксированными датами позволяет проводить последовательное сравнение между отдельными годами и отдельными ледниками, фактические измерения всегда приходится корректировать, что приводит к увеличению неопределенности. Используемый подход должен быть документированным и воспроизводимым.

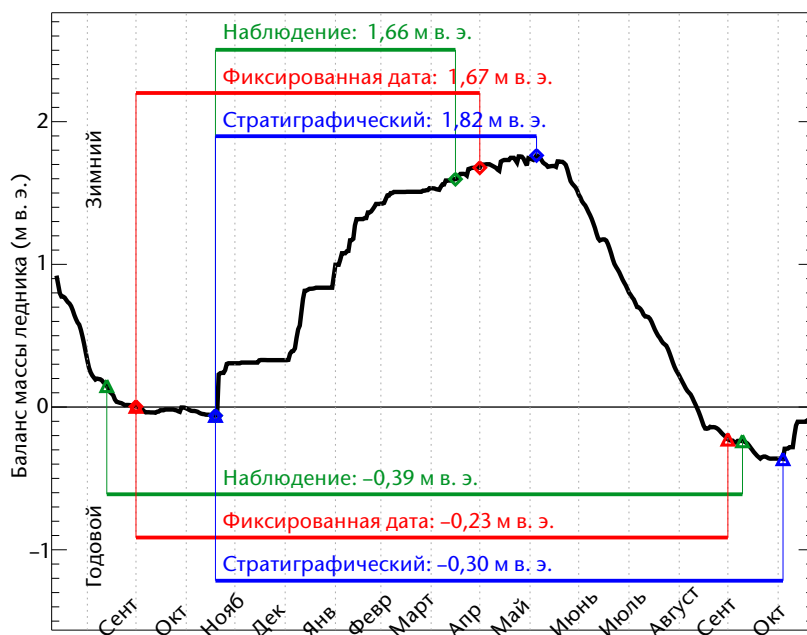


Рисунок 3.11. Кумулятивный баланс массы всего ледника за один год для ледника в Швейцарских Альпах на основе моделирования, ограниченного сезонными наблюдениями. Продолжительность периода наблюдений в системе с плавающими датами, в системе с фиксированными датами (гидрологический год) и в стратиграфической системе указана как для всего года, так и для зимнего периода и приведены соответствующие балансы масс. Обратите внимание, что начало зимнего периода наблюдений определяется стратиграфически, так как измерения проводились на основе зондирования снежного покрова до горизонта последнего лета, что, таким образом, относится к комбинированной системе (Mayo et al., 1972).

Система с плавающими датами. В этой системе даты съемок определяют масс-балансовый год и сезоны аккумуляции и абляции. Зимний баланс, измеренный во время весеннего полевого исследования, равен общему водному эквиваленту всего снега, выпавшего на месте измерений с момента осенней экспедиции предыдущего года. Снег, который мог выпасть до этого исследования, учитывается как положительный вклад в летний баланс предыдущего года, и то же самое относится к снегу, выпавшему до окончания текущего масс-балансового года в этой системе.

Комбинированная система. В этой системе стратиграфическая система обычно сочетается либо с системой с фиксированными датами, либо с системой с плавающими датами (Mayo et al., 1972). Например, последовательные минимумы баланса массы, указанные на рис. 3.11, обычно можно определить по стратиграфическим наблюдениям, если обследования были проведены вскоре после появления стратиграфических минимумов. Чаще всего пользователи этой системы включают снег, выпавший до осеннего обследования, в зимний баланс следующей зимы, но не пытаются скорректировать сезонные балансы с учетом снега, который может выпасть после весеннего обследования.

Подробное описание различных систем представления отчетности и переменных, используемых для расчета зимнего, летнего и чистого баланса массы в каждом случае, изложено на стр. 129—140 и 149—152 в работе Østrem and Brugman (1991), а обсуждение временных систем для измерений баланса массы приводится в работе Cogley et al. (2011).

3.7 ИЗМЕРЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНОЙ АККУМУЛЯЦИИ

В данном разделе под *высотой снежного покрова* понимается толщина слоя снега, отложенного на поверхности ледника, как правило, в конце зимы, часто в фиксированных местах, где ежегодно устанавливаются абляционные рейки. В зоне аккумуляции *летняя поверхность* образует основу для зимнего слоя, который откладывается поверх более старых годовых слоев, превратившихся в фирн. В зоне абляции зимний слой покрывает ледниковый лед. Место поверхностного накопления в точке (местоположение рейки), то есть водный эквивалент снега, накопленного за зиму, определяется как произведение высоты снежного покрова и объемной плотности снежного покрова в этом месте. Основные методы измерения этих двух величин описаны в [глава 2](#) настоящего тома. Там приведены определения и более подробные описания, а также рассмотрены источники ошибок. Описание в этом разделе относится к процедурам измерения на ледниках.

3.7.1 Ручные измерения высоты и плотности снега на ледниках

Измерение высоты снежного покрова с помощью градуированного прибора (см. главу 2, [2.4 тома II](#) настоящего Руководства). Градуированный прибор (снегомерный зонд) проталкивается вертикально сквозь слой снега до тех пор, пока не будет обнаружена *опорная поверхность или исходный уровень*. На ледниках *опорной поверхностью или исходным уровнем* является либо поверхность льда (в зоне абляции), либо затвердевшая летняя поверхность предыдущего года (в зоне аккумуляции). При измерении высоты снежного покрова следует соблюдать осторожность, поскольку в снеге могут присутствовать слои льда толщиной до нескольких сантиметров, вызванные периодами потепления, которые привели к таянию на поверхности. Лучше всего проводить зондирование вблизи от места с известной высотой снежного покрова, например, в снежном шурфе или в месте расположения керна с положительно идентифицированной летней поверхностью, чтобы получить представление о состоянии местного снегозапаса. Затем с помощью зонда можно определить пространственную изменчивость на основе известной локальной высоты снежного покрова.

Высота снежного покрова на ледниках может сильно варьироваться даже на небольших расстояниях, поскольку на осадение снега сильно влияют рельеф и ветер. Чтобы представить пространственную изменчивость высоты снежного покрова в одном конкретном месте установки рейки, необходимо измерить высоту снежного покрова

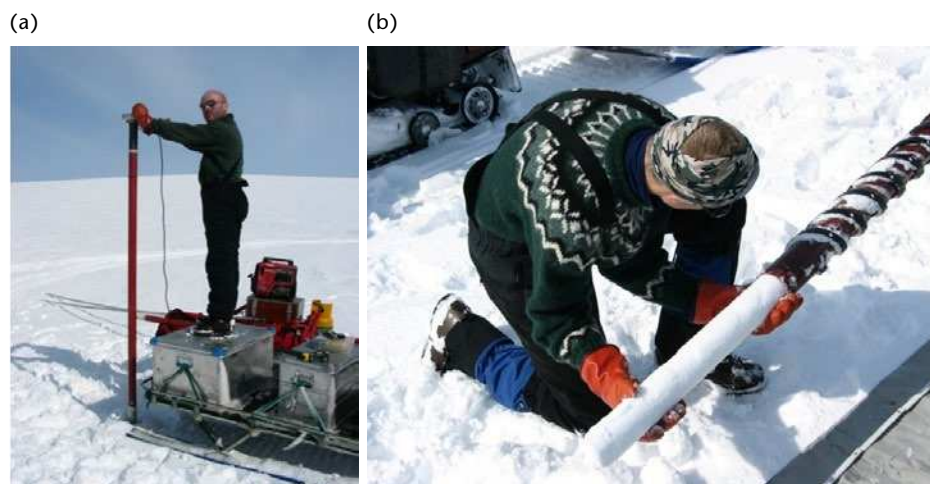


Рисунок 3.12. а) Бурение снежного керна через зимний слой. Бурение осуществляется с помощью резьбонарезной установки. б) Извлечение керна из бура. В оптимальных условиях при каждом бурении получают керны длиной 1 м.

Источник: Торстейнн Торстейнссон

в 5—10 местах в области 20×20 м вокруг рейки (Østrem and Brugman, 1991). Кроме того, зондирование высоты снежного покрова вдоль направления течения ледника и перпендикулярно ему позволит получить информацию о характере осадения снега на леднике. Это позволяет вносить поправки, если высота снежного покрова в местах расположения реек окажется не вполне репрезентативной для ледника. Плотность зондирования на единицу площади должна определяться для каждого ледника с учетом местных условий и материально-технических ограничений.

Измерения в снежных шурфах. Выкапывание и отбор проб из снежных шурфов на покрытой снегом земле для определения ВЭС описаны в главе 2, 2.4 тома II настоящего Руководства. На ледниках отбор проб из снежных шурфов может быть полезен для точного определения высоты и объемной плотности снежного покрова, а следовательно, и поверхностного накопления. Шурф должен быть выкопан на расстоянии не более 10 м от места установки рейки абляции, а измерять плотность следует как можно быстрее после выкапывания. Однако выкапывание снежных шурфов глубиной более 2 м отнимает очень много времени.

Бурение снега для отбора керна. Для проникновения в слой зимнего снега в отдельных местах на ледниках и ледяных шапках широко используются шнеки для отбора керна (Talalay, 2016; рис. 3.12). В основном применяются шнеки, соединенные с удлинителями, но можно использовать и модели буров для отбора ледяного керна небольшого размера, соединенные с тросом, который наматывается на лебедку. Измеряется длина, диаметр и масса каждого куска керна, что позволяет определить его плотность и водный эквивалент. Посредством суммирования можно рассчитать накопление в точке над летней поверхностью предыдущего года (зона аккумуляции) или над ледниковым льдом (зона абляции). Верхняя часть снегозапаса (обычно 20—50 см) часто бывает рыхлой и разрушается по мере выталкивания керна из керноотборной трубки. Эта проблема решается путем отбора проб рыхлого верхнего слоя с помощью цилиндра в неглубоком шурфе с использованием методов, описанных в главе 2, 2.4.1, настоящего тома. Такой отбор проб производится как можно ближе к пробуренному отверстию. После каждого отбора керна следует измерить глубину скважины с помощью градуированной рулетки и сравнить ее с общей длиной керна на этой глубине. Это позволяет скорректировать длину керна в случае потери его части. Плотность утраченного куска керна можно определить по плотности частей, расположенных непосредственно над и под ним.



Рисунок 3.13. Керн длиной 117 см, пробуренный через мелкозернистый зимний снег в верхней части зимнего слоя (вверху). В этом керне не наблюдается особых стратиграфических признаков. Летняя поверхность предыдущего года, содержащая видимую пыль и демонстрирующая переход от мелко- или среднезернистого зимнего снега к крупнозернистому фирну предыдущей зимы (внизу). Место: ледяная шапка Хофсйокудль, Исландия (высота 1790 м).

Источник: Торстейнн Торстейнссон

Определение глубины *летней поверхности* (рис. 3.13) и, следовательно, зимнего слоя включает изучение стратиграфии керна для обнаружения перехода от мелкозернистого зимнего снега к относительно крупнозернистому фирну, подвергшемуся уплотнению и метаморфизму в течение предыдущего лета. Иногда на летней поверхности присутствует слой льда, образовавшийся в результате таяния и повторного замерзания, а сдуваемая ветром пыль с близлежащих пустынь и горных склонов часто является четким индикатором конца лета, даже на больших ледяных шапках. В сухом снегу слои глубинного инея, образовавшиеся в результате сублимации и роста крупных кристаллов, могут указывать на летнюю поверхность. Если на месте измерения имеется рейка для измерения баланса массы, то поверхностный слой прошлого лета можно также пометить охрой или древесными опилками, разбросав их на поверхности предыдущего года на определенном расстоянии от рейки. Такой слой будет легко обнаружить в снежном шурфе или снежном керне (рис. 3.14). Последний названный метод позволяет однозначно определить глубину зимнего слоя и четко обозначает период отбора проб. Этот подход особенно полезен в областях аккумуляции на больших высотах и в регионах с менее выраженной сезонностью, где летнюю поверхность может быть трудно обнаружить.

Водный эквивалент зимней аккумуляции получается путем сложения водного эквивалента каждого куска керна, находящегося между весенней поверхностью и летней поверхностью предыдущего года. Расчет зимнего баланса зависит от используемой временной системы (раздел 3.6).

Определение аккумуляции по стратиграфии трещин. В определенных климатических условиях с четкой сезонностью на стенках крупных ледниковых трещин можно четко выделить несколько слоев годовой аккумуляции (рис. 3.15). Это позволяет измерить глубину верхнего зимнего слоя и оценить годовой баланс в том числе и за предыдущие годы (используя прямые измерения или реалистичные оценки



**Рисунок 3.14. Площадка измерений в зоне аккумуляции швейцарского ледника.
Поверхность в конце лета помечена опилками.**

Источник: Маттиас Хасс



Рисунок 3.15. Определение аккумуляции по стратиграфии трещин

Источник: Маттиас Хасс

уплотнения с глубиной в каждом месте). Это простой и быстрый подход, поскольку для него не требуется использовать измерительное оборудование. Тем не менее, результаты на основе аккумуляции снега не так точны, поскольку визуально различимые горизонты не всегда можно однозначно отнести к отдельным периодам. Кроме того, высота снежного покрова в районе крупных ледниковых трещин может быть нерепрезентативной из-за эффектов перераспределения ветром. Тщательный выбор трещин, открывшихся после окончания сезона аккумуляции, частично уменьшает проблему перераспределения ветром, но это может повлиять и на скорость абляции. Обеспечить калибровку с учетом этих факторов можно за счет зондирования рядом с трещиной, а затем все дальше от нее.

Источники ошибки. В зоне аккумуляции определение вертикальной толщины зимнего слоя зависит от точности определения летней поверхности предыдущего года. Однако стратиграфические признаки, характеризующие летнюю поверхность (слои льда, золотая пыль, переход к более грубому и плотному фирну), не всегда легко обнаружить в кернах снега (или в стенках шурфов) за любой год, особенно если во время теплых осенних периодов образовалось несколько слоев таяния. При измерении высоты снежного покрова с помощью градуированного прибора визуальный осмотр летней поверхности невозможен, поэтому оператор должен полагаться на опыт, чтобы определить разницу в твердости на нижней границе зимнего слоя.

Во время отбора проб из буровой скважины секции керна иногда утрачиваются, если кернодержатели не работают надлежащим образом или если бурение ведется в снегу при температуре таяния. Эту потерю керна можно учесть, измерив глубину скважины в конце каждого прохода и сравнив ее с суммарной длиной керна. При измерении плотности ошибки возникают из-за неопределенности в: i) длине отдельных кусков керна (до 5% в случае излома керна под углом); ii) диаметре кернов (до 3%) и iii) массе кернов (обычно <1% при использовании точных весов, но может быть больше, если взвешивание происходит в ветреных условиях). В большинстве случаев сочетание стратиграфических наблюдений и измерений плотности позволяет определить водный эквивалент зимнего слоя с погрешностью менее 10% (Geibel et al., 2022). В зоне абляции ошибка снижается до ~5%, поскольку под зимним слоем находится сплошной ледниковый лед, из-за чего нельзя однозначно определить его нижнюю границу.

3.7.2 Измерения глубины снежного покрова с помощью грунтопроникающего радара

Использование георадара для определения глубины снежного покрова становится распространенной практикой на ледниках и ледяных шапках. Сотрудники могут буксировать системы георадаров на лыжах, снегоходах или других транспортных средствах и даже доставлять их по воздуху вертолетом (Kohler et al., 1997; Machguth et al., 2006; Sold et al., 2013, 2016; Bauder et al., 2018). Основной принцип здесь тот же, что и при радиоэхозондировании (см. [раздел 3.4.1](#)), но необходимо использовать более высокую частоту (500 МГц—1,2 ГГц). Частота зависит от высоты снежного покрова и ожидаемой структуры внутренних слоев. Частота сканирования зависит от скорости движения прибора, но обычно измерение высоты снежного покрова производится через каждые 0,4—2,0 м пути. Основное преимущество метода заключается в том, что он позволяет получать практически непрерывные разрезы высоты снежного покрова, измеренные перпендикулярно поверхности снега: от 500 до 2500 измерений на разрезе длиной 1000 м, тогда как при отборе снежных кернов или зондировании обычно удается получить лишь от одного до десяти измерений. Кроме того, при оптимальных условиях за один день можно получить до 100 км георадарных профилей. В большинстве случаев это значительно расширит информацию о распределении аккумуляции на исследуемом леднике. Расположение сети наблюдений на конкретном леднике или бассейне движения льда и расстояние между профилями зависит от размера ледника (или ледяной шапки) и материально-технических ограничений.

Точная интерпретация данных георадара зависит от сопоставления с данными о высоте снежного покрова, собранными в снежных кернах и снежных шурфах. Такое сравнение необходимо проводить во время каждой кампании по проведению измерений,

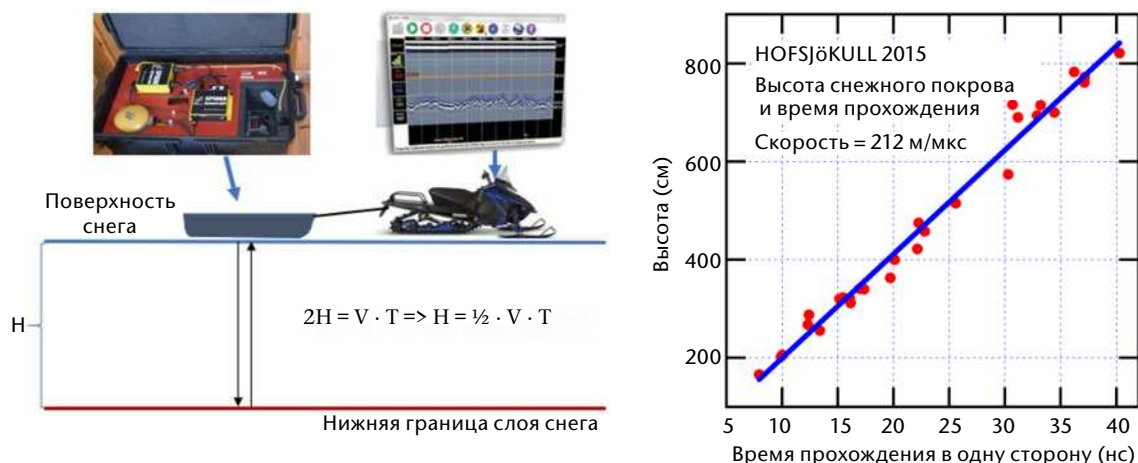


Рисунок 3.16. а) Снегоход, буксирующий георадарную систему IceMap на санях. Передатчик, приемник и ГСОМ монтируются в одном корпусе (верхний левый угол). Волна проходит относительно небольшое расстояние, что позволяет пренебречь горизонтальной составляющей пути. Беспроводная передача данных позволяет управлять георадаром с ноутбука, расположенного перед водительским сиденьем. б) Калибровка скорости на Хофсйокудле во время весенней экспедиции 2015 года. На оси у показана высота снежного покрова, определенная с помощью керна в 28 точках, а на оси x — измеренное время прохождения. Наклон линии наилучшего соответствия ($r^2 = 0,86$) — это средняя скорость в зимнем слое этого года, 0,212 м/нс = 212 м/мкс.

Источник: Торстейн Торстейнссон (2016 г.)

чтобы убедиться в правильности интерпретации отражателя, относящегося к летней поверхности предыдущего года (в зоне аккумуляции). Для калибровки скорости распространения радиолокационных волн также необходимы данные наблюдений *in situ* (McGrath et al., 2015, 2018).

Скорость распространения электромагнитных волн в снегу обычно составляет около $2,1 \times 10^8$ м/с (Annan et al., 1995) и может быть разной в разные годы и кампании из-за колебаний плотности снега, содержания жидкой воды и других параметров. Таким образом, рекомендуется калибровать глубину снежного покрова, полученную по данным георадара, исходя из прямых измерений путем отбора снежных кернов или зондирования. На графике зависимости высоты снежного покрова, определенной с помощью отбора керна или зондирования, от времени прохождения электромагнитной волны вертикально в одну сторону от поверхности до нижней границы зимнего слоя, скорость соответствует наклону полученной линии (рис. 3.16). Необходимо включать данные по всему высотному диапазону исследуемого ледника.

3.8 ИЗМЕРЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНОЙ АБЛЯЦИИ

3.8.1 Абляционные рейки на ледниках и ледяных шапках

Термин «абляция» на леднике или ледяной шапке означает количество таяния, произошедшего в определенный момент времени. Абляция измеряется с помощью реек или тросов, устанавливаемых в снегу, фирне или льду, а результат в каждом месте указывается в м в.э.

В идеале абляционные рейки должны быть равномерно распределены, чтобы репрезентировать абляцию на всем леднике или ледяной шапке. Однако не всегда возможно соблюдать оптимальную схему размещения из-за ледниковых трещин и других ограничений, зависящих от размера и формы измеряемого ледника/ледяной шапки. Для долинных ледников лучше всего подходит центральный профиль установки реек

вдоль длинной оси ледника, а также поперечные профили установки реек через равные промежутки. На ледяной шапке сеть реек должна быть спроектирована таким образом, чтобы отражать основные топографические градиенты по всей площади ледяной шапки. По возможности рейки должны размещаться через равные интервалы высот (рис. 3.17).

Виды реек. При измерениях баланса массы широко используются алюминиевые трубки (рис. 3.18). Оптимальные размеры: длина 4—6 м, внешний диаметр 3—4 см, толщина стенки 3—4 мм. Рейки должны обладать достаточной механической прочностью, чтобы выдерживать нагрузки, возникающие при заиндевении, сильном ветре и сдвиге льда. Рейки длиной 2—3 м можно соединить вместе алюминиевым прутом длиной 30—40 см такого размера, чтобы он плотно входил в обе рейки. Такие соединения также можно использовать для наращивания реек, которые должны простоять всю зиму. В зонах абляции также используются трубки из ПВХ, которые дают хорошие результаты (Geibel et al., 2022). Используются трубки из ПВХ диаметром около 2 см. При измерениях баланса массы на больших высотах, когда все оборудование необходимо нести на ледники, используются бамбуковые рейки с проволочными соединениями между отдельными отрезками длиной 1—2 м (рис. 3.19). Бамбуковые рейки легко доступны, легкие, прочные, устойчивы к атмосферным воздействиям, недорогие и обладают низкой теплопроводностью (Kaser et al., 2003).

Каждый год рейки следует устанавливать в одном и том же месте, чтобы компенсировать движение льда. Для обеспечения точности горизонтального положения в пределах ± 5 м следует использовать устройство ГСОМ. В зоне аккумуляции некоторых ледников рейки предыдущего года ежегодно наращивают, добавляя сверху новую рейку. Длина удлинения обычно составляет 2 м.

В местах установки реек в зонах абляции, где алюминиевые рейки длиной 4—6 м не могут простоять в течение всего лета из-за высоких темпов таяния, в скважины можно вставлять стальной трос. Трос вмерзнет в лед. Верхний конец следует привязать к (деревянному или металлическому) штативу с четырьмя точками опоры или к какой-либо другой конструкции (рис. 3.20). Конструкцию можно пометить пластиковым флажком оранжевого цвета, что облегчит ее поиск летом и осенью. Обратите внимание, что показания будут ненадежными, если трос не вмерз в лед. В качестве альтернативы в таких случаях можно использовать системы с гибкими элементами реек, соединенными цепью.

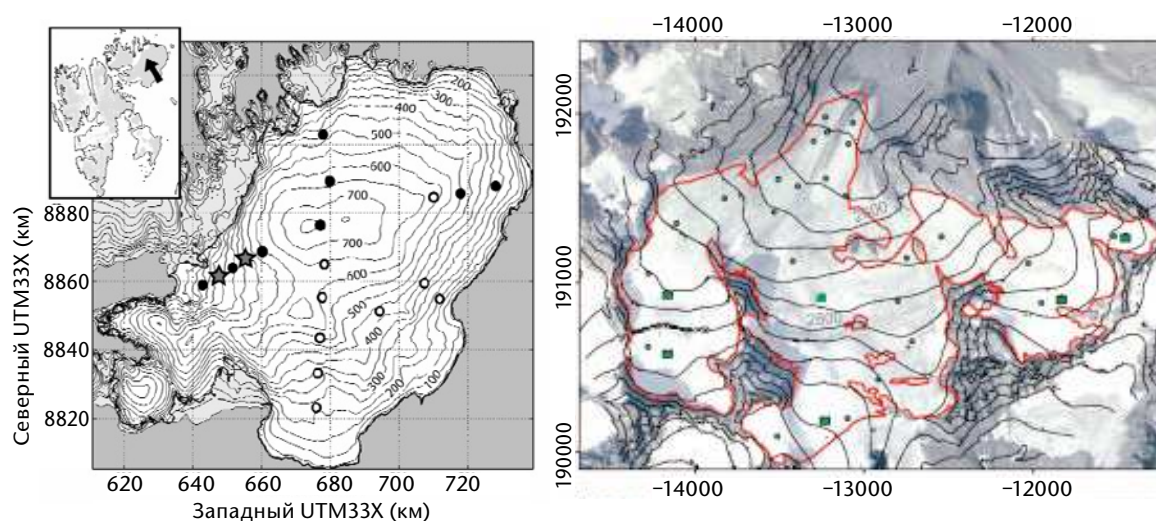


Рисунок 3.17. а) Сеть абляционных реек (незаштрихованные и закрашенные кружки) на ледяной шапке Аустфонна, Шпицберген. Сеть фиксирует градиенты через вершину (С-Ю) и вдоль ледораздела, направленного по линии ЗЮЗ-ВСВ.

б) Распределение мест установки реек на горном леднике, Ямтаальфернер, Австрия.

Источник: а) Schuler et al. (2007); б) Fischer and Markl (2009)



Рисунок 3.18. Установка 6-метровой алюминиевой рейки в скважину, пробуренную снеговым керноотборником

Источник: Торстейн Торстейнссон



Рисунок 3.19. Установка легких бамбуковых реек в скважину на высоте ~5 500 м на леднике Рикха Самба в Непале. Перед установкой в скважину короткие (1—2 м) секции необходимо соединить с помощью резиновой муфты, металлического рукава или проволоочного соединения (Kaser et al., 2003).

Источник: Фото Т. Гурунга, предоставлено Г. Силвалом, Международный центр по комплексному развитию горных районов (ИСИМОД)

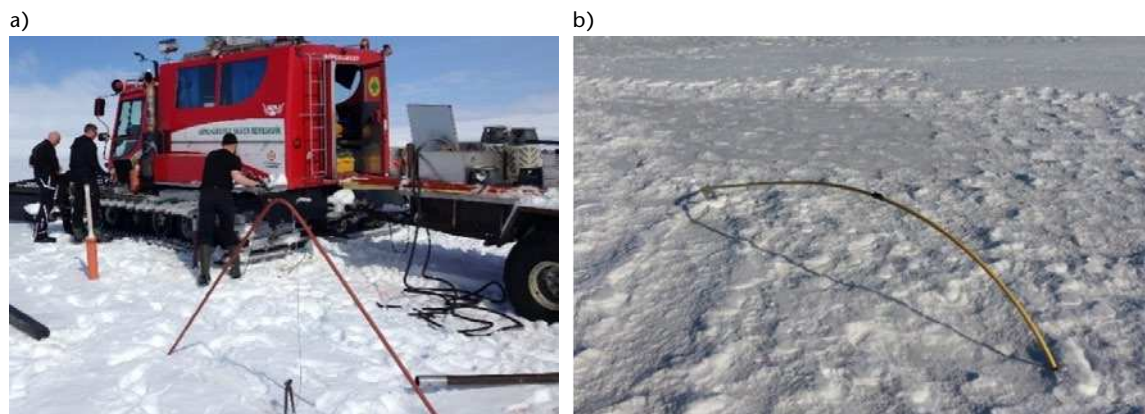


Рисунок 3.20. а) В местах с очень высокой скоростью таяния (8—12 м льда в сезон таяния) в скважины можно вставить стальной трос. Трос должен быть прикреплен к конструкции на поверхности, заметной издалека. На этой фотографии трос прикреплен к верхней части перевернутой V-образной трубки. б) Трубка из ПВХ, появившаяся из скважины в результате летнего таяния.

Источник: а) А. Гуннарссон; б) А. Гуннлаугссон

3.8.2 Буровое оборудование

Коммерческие компании предлагают несколько типов систем отбора снежного керна. Как правило, головка бура оснащена двумя резцами, и во время вращения шлам перемещается вверх по спирали, показанной на рис. 3.12. Шлам попадает в отверстия на колонковой трубе и скапливается над керном, длина которого может достигать 130 см, но чаще всего составляет 60—100 см (в зависимости от условий) при использовании колонковой трубы длиной 2 м. Также можно использовать укороченную версию (1 м) колонковой трубы. Отдельные удлинения имеют длину 1—2 м, а отбор керна возможен на глубине до 15—20 м. Буровая установка приводится в действие с помощью ручного трубонарезного станка, подключенного к небольшому (1 кВт) генератору (рис. 3.12).

Для бурения ледникового льда обычно используется буровой станок с паровым двигателем или ручной электробур (рис. 3.21—3.23). Возможно также бурение вручную (Østrem and Brugman, 1991). В системе буровой установки с паровым двигателем в котёл с наддувом, работающий на пропане, заливается до 10 л воды. Пар поступает в резиновый шланг длиной 10—15 м, а затем в буровую систему длиной 1,5 м и шириной 3,5 см. С помощью бура, показанного на рисунке 3.21 а), можно пробурить 10-метровую скважину менее чем за 1 час. Буры такого типа необходимо перевозить на снегоходе или другом транспортном средстве.

На рисунке 3.21 б) показан переносной бур с паровым двигателем меньшего размера, который один человек сможет донести до труднодоступных мест. Ручные шнеки, работающие от двигателя внутреннего сгорания или электрического бура (рис. 3.22), обеспечивают более быстрый способ бурения льда. Шнеки длиной 1 м и диаметром 5 см можно соединять друг с другом, что позволяет бурить на глубину до 10 м и более для установки реек или троса. Необходимо соблюдать осторожность при извлечении шнека из отверстия после завершения бурения. Вместо того чтобы вынимать сразу несколько секций, рекомендуется снимать их по одной, пока один из операторов удерживает оставшиеся секции.

3.8.3 Установка и показания реек

В области аккумуляции рейки иногда устанавливают весной в скважины, образовавшиеся при бурении керна через зимний слой (рис. 3.12 и 3.18). Тогда показания реек позволяют получить летний баланс. В идеале нижний конец рейки должен располагаться на летней

поверхности предыдущего года. Это гарантирует, что показания рейки отражают истончение зимнего слоя в течение лета; если нижний конец рейки установлен выше летней поверхности, то она зафиксирует только часть истончения зимнего слоя. Если скважина находится глубже летней поверхности, выбуренные снежные керны можно поместить обратно в скважину, тщательно уплотнить и утрамбовать рейкой так, чтобы ее нижний конец сравнялся с летней поверхностью.

Металлические рейки без опоры могут уйти в фирн; чтобы предотвратить это, в нижний конец следует вставить деревянную пробку длиной 15—20 см. Диаметр пробки должен быть аналогичен диаметру рейки. Для опоры рейки можно также использовать кусок фанеры диаметром больше диаметра рейки.

a)



b)



Рисунок 3.21. а) Термобур-термоигла, работающий на паре, образующемся в котле с наддувом, и нагреваемый пропаном. По резиновому шлангу с теплоизоляционным покрытием длиной 12 м пар подается на бурильную колонну, оснащенную сменным соплом. Узкий красный шланг подает пропан к горелке. При давлении пара около 6 атмосфер этот бур проходит 5—10 м льда в час. б) Портативный паровой бур во время эксплуатации.

Источник: а) Торстейн Торстейнссон; б) Маттиас Хасс



Рисунок 3.22. Бурение отверстия с помощью ручного электробура

Источник: Маттиас Хасс

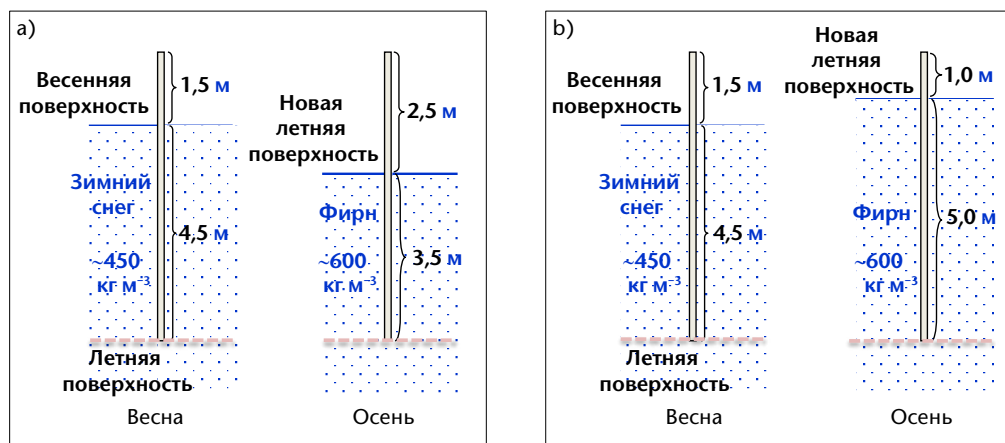


Рисунок 3.23. Установка реек в области аккумуляции весной. По возможности рейки устанавливают так, чтобы их нижняя часть находилась у основания зимнего слоя (то есть на летней поверхности предыдущего года). Предполагается, что здесь рейки размещены именно так, и указаны типичные значения плотности. а) Типичное изменение за летний период. Толщина зимнего слоя уменьшается из-за таяния и постепенного увеличения плотности. В результате в конце лета верхушка рейки оказывается на 1 м выше поверхности. б) В наиболее высотных районах таяние будет незначительным, а снегопад будет продолжаться в течение всего лета, что приведет к положительному летнему балансу и, соответственно, к уменьшению высоты рейки над поверхностью.

Следует иметь в виду, что осенний снегопад может засыпать рейку, которая в противном случае была бы видна во время осеннего посещения. Чтобы облегчить поиск, на верху рейки можно закрепить отражатель RECCO и искать его с помощью устройства обнаружения. Активным компонентом отражателя является небольшой электронный транспондер с медной антенной и диодом⁶. Портативный (<1 кг) детектор передает высоконаправленный радарный сигнал в диапазоне 800 МГц. Этот сигнал поступает на транспондер, который отражает его в сторону детектора. Звуковой сигнал, издаваемый детектором, означает, что отражатель найден. Максимальная дальность действия сигнала детектора оценивается в 20 м в снегу, но этот показатель зависит от состояния снега и может уменьшаться на мокром снегу (Grasegger et al., 2016). Необходимо убедиться, что в зоне поиска нет металлических предметов, а другие отражатели RECCO (которые могут входить в состав личного снаряжения) нужно предварительно снять.

В области аккумуляции обычно оставляют 6-метровые рейки, установленные весной, так, чтобы их верхушка находилась на высоте 50—150 см от поверхности снега (рис. 3.23). Во многих местах истончение зимнего слоя в летний период обычно увеличивает их высоту над поверхностью на 1—2 м. Риск наклона алюминиевых реек под тяжестью изморози достаточно невелик, если верхушка рейки не выступает над поверхностью более чем на 2 м, и в этом случае они вряд ли исчезнут под осенними снегопадами до осеннего посещения.

В других случаях рейки ставят осенью, и годовой баланс дают показания, снимаемые следующей осенью. В таких случаях необходимо поместить нижний конец абляционной рейки достаточно глубоко, чтобы обеспечить ее стабильность в том числе и при возможных экстремальных условиях в следующем году. Кроме того, из-за намерзания сезонного снега на рейке она может уходить вниз по мере уплотнения снега. Этот риск снижается, если нижний конец реек устанавливается на глубине 3—4 м в более старом фирне. Передовая практика заключается в том, чтобы использовать измерения толщины и плотности по кернам до отмеченного горизонта для расчета как для зимнего, так и годового баланса, а не полагаться только на измерения с абляционных реек (см. рис. 3.24).

⁶ Дополнительная информация размещена на сайте производителя <https://recco.com/technology/>.

Рейки следует маркировать каждый год, чтобы свести к минимуму риск ошибочных показаний в случае, если рейки предыдущих лет сохранятся после летнего таяния. Это особенно важно вблизи линии равновесия, где рейки могут простоять несколько лет. Все показания следует указывать с точностью до ближайшего сантиметра.

В зоне абляции рейки можно установить так, чтобы в начале лета их верхушка находилась ниже поверхности, ввиду относительно высоких уровней таяния. Нижний конец рейки должен иметь опору в виде деревянной пробки. Если глубина пробуренного отверстия превышает длину рейки, необходимо использовать другую рейку, чтобы прижать первую к дну отверстия. Начальное положение вершины рейки относительно поверхности можно измерить с помощью измерительной линейки или опустив еще одну 6-метровую рейку на вершину первой, чтобы определить ее глубину (рис. 3.25).

При использовании 6-метровых реек высокий уровень абляции может привести к тому, что в конце лета вершина рейки будет находиться на высоте 4—5 м над поверхностью, из-за чего будет трудно достать до вершины измерительной линейкой. Эту проблему можно решить, пометив середину рейки с помощью маркерной ленты при установке весной. Осенью измеряют расстояние от поверхности льда до этой ленты и прибавляют 3 м, чтобы получить высоту рейки над поверхностью. Если поверхность вокруг рейки неровная, то на лед вокруг рейки можно положить штангу, расположив ее перпендикулярно течению льда. Тогда нижнее основание штанги будет определять поверхность льда.

Разница между весенними и осенними показаниями высоты вершины рейки относительно поверхности льда дает данные о таянии, произошедшем за лето. Пример: вершина рейки находится на 3,2 м ниже поверхности льда весной и на 2,6 м выше поверхности льда осенью. Таким образом, за лето растаяло $3,2 + 2,6 = 5,8$ м ледникового льда, что составляет примерно $0,9 \times 5,8 = 5,2$ м в. э. (при плотности льда 900 кг м^{-3}). Снег, находящийся на льду весной, необходимо учитывать отдельно в расчетах абляции, а его высоту следует измерять с помощью вышеописанных методов. Если для расчета баланса массы используется система с плавающими датами, то снег, выпавший до осенней экспедиции, нужно измерить и учитывать как положительный вклад в летний баланс.

В области аккумуляции часть зимнего слоя будет утрачена в результате абляции. Кроме того, в результате уплотнения произойдет оседание. Таким образом, разница между показаниями реек весной и осенью даст информацию об истончении зимнего слоя как за счет абляции, так и за счет уплотнения. Абляцию (в основном за счет таяния) можно определить, если известна средняя плотность той части зимнего слоя, которая остается

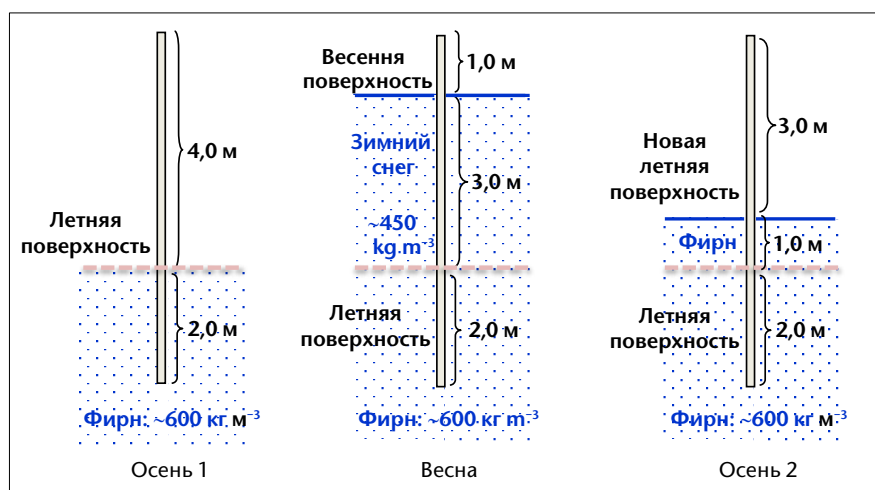


Рисунок 3.24. Установка реек в области аккумуляции осенью. В этом случае нижний конец рейки должен быть расположен примерно на 2 м ниже летней поверхности. В некоторых случаях верхушка рейки может быть видна над поверхностью весной, а в других – нет. Осенние показания дают годовой баланс.

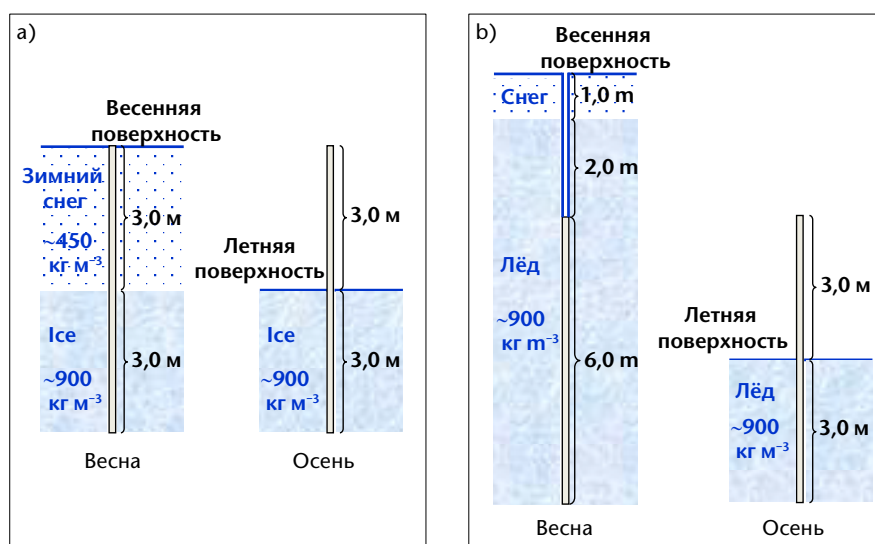


Рисунок 3.25. Установка реек в области абляции. а) На верхней границе области абляции, то есть на линии равновесия. За лето тает ровно столько снега, сколько выпало за зиму. б) В нижней части области абляции. Из-за высокого уровня таяния в летний период, рейки необходимо устанавливать так, чтобы их вершина находилась на глубине нескольких метров, чтобы рейка не вытаяла полностью. Здесь 1 м зимнего снега и 2 + 3 = 5 м льда тают летом.

осенью. Плотность можно измерить с помощью снежных кернов или шурфов. Обычно на конкретном леднике средние плотности в конце лета варьируются в небольшом интервале, и в разных местах ледников умеренной зоны регистрировались значения от 450 до 600 кг м⁻³ в зависимости от высоты над уровнем моря и толщины снега (Kjølmoen et al., 2016; GLAMOS, 2020; Geibel et al., 2022). После определения плотности можно рассчитать водный эквивалент оставшейся части зимнего слоя. Летняя абляция определяется путем вычитания этого значения из водного эквивалента зимнего слоя в конце зимы.

3.8.4 Автономные измерения абляции на ледниках

Автоматические метеорологические станции (АМС) используются для исследований ледников уже несколько десятилетий, и при этом основное внимание уделяется изучению компонентов поверхностного энергетического баланса (Fausto et al., 2021 и содержащаяся в этой работе справочная литература). Отдельные метеорологические потоки вычисляются так, чтобы воспроизводить измеренные изменения поверхности.

На ледниках при анализе изменений поверхности необходимо учитывать как аккумуляцию и абляцию снега, так и абляцию льда. В то время как техники и методы автоматизированных измерений высоты снежного покрова и ВЭС в целом рассматриваются в главах 2, 2.3.2 и 2.4.2 **тома II** настоящего Руководства, в данном разделе основное внимание мы уделяем методам измерения абляции льда именно на ледниках. Обычно для этих целей используются автономные устройства, которые нередко подключаются к АМС.

Движение ледников означает, что для климатологической интерпретации иногда необходимо изменить положение АМС. Однако это сильно зависит от конкретного места.

Устройства, представленные в данном разделе, позволяют регистрировать абляцию в течение нескольких сезонов таяния в автоматическом режиме без значительных затрат на обслуживание; однако продолжительность эксплуатации без серьезного технического

обслуживания зависит от глубины буровой скважины и скорости абляции. С точки зрения исследований баланса массы полезно дополнять данные, полученные с помощью этих устройств, измерениями высоты снежного покрова и определением ВЭС.

- a) **Датчики давления.** Один из способов непосредственного измерения абляции льда заключается в установке шланга с датчиком давления в отверстие, пробуренное во льду с помощью бура с механическим или паровым приводом. Шланг заполняется антифризом и подключается к системе АМС. Для успешного проведения измерений необходимо параллельно измерять давление воздуха, чтобы исключить сигнал от колебаний давления воздуха из фактического сигнала при опускании поверхности. При изменении высоты поверхности в результате абляции расстояние между АМС и датчиком давления на дне скважины уменьшается, и гидростатическое давление от вертикального столба жидкости снижается. На рисунке 3.26 приведено схематическое изображение этой методологии, взятое из работы Fausto et al. (2012). После полного вытаивания датчика давления он может быть вновь установлен на том же месте. Датчики давления широко используются в полярных регионах и на высокогорных ледниках (см., например, Fausto et al., 2021).
- b) **Тросовые датчики.** Методология применения тросовых датчиков до сих пор используется редко. Принцип заключается в измерении линейного перемещения стального тросика, опущенного в скважину, пробуренную буром с паровым или электрическим приводом (рис. 3.27). При опускании поверхности тросик наматывается на подпружиненную катушку. В работе Hulth (2010) предлагается использовать эту методику для ледников, а в настоящее время она применяется на других объектах (см., например, van Tiggelen et al., 2020).
- c) **Камера наблюдения за рейкой.** Другая методология автоматического наблюдения за абляцией в режиме, близком к реальному времени, заключается в использовании автоматической камеры наблюдения за рейкой для измерения баланса массы (Landmann et al., 2021). Камера, работающая от солнечных батарей, устанавливается на штатив на поверхности льда, который свободно прикреплен к рейке для измерения баланса массы (рис. 3.28). Система имеет небольшой вес (около 2 кг), и ее несложно смонтировать с помощью обычных реек для измерения баланса массы. Если камера установлена на отдельной рейке, установленной на расстоянии около 5 м от рейки для измерения баланса массы, система также может обеспечивать наблюдения за аккумуляцией снега в зимний период. Показания темпов абляции по снимкам считываются либо визуально, либо с помощью автоматизированных инструментов путем обработки изображений (Sold et al., 2021).

3.8.5 Источники ошибки и неопределенности

При использовании всех этих методов возможны ошибки и неверная интерпретация. Для датчика давления шланг должен быть заполнен достаточным количеством антифриза, чтобы мембрана датчика не подверглась хрупкому разрушению. Кроме того, для получения относительных изменений давления за счет опускания поверхности льда, а не суммы изменений давления воздуха и опускания поверхности льда необходима коррекция давления по давлению воздуха (Fausto et al., 2012).

Одной из сложностей, связанной с применением тросовых датчиков, является физическая установка и необходимость обеспечить устойчивую конструкцию, способную выдержать довольно громоздкий датчик. Если конструкция сдвигается и тросик не входит в отверстие вертикально, могут обнаружиться артефакты и нереалистичные изменения поверхности.

Аналогичным образом, при проведении измерений с помощью камеры необходимо обеспечить установку, исключающую значительный наклон конструкции, так, чтобы целевая рейка оставалась видимой в кадре.

По оценкам Fausto et al. (2012), точность значений абляции, полученных с помощью датчиков давления, сопоставима с точностью, полученной с помощью звуковой локации,

а временной дрейф составляет 1,6% за 4-летний период. Для тросовых датчиков Hulth (2010) оценивает абсолютную погрешность на уровне порядка ± 10 см для диапазона измерений датчика. Предполагается, что ошибки на коротких временных интервалах (дни) будут как минимум на порядок меньше. Погрешность автоматических камер составляет $\pm 1,5$ см в день (Landmann et al., 2021).

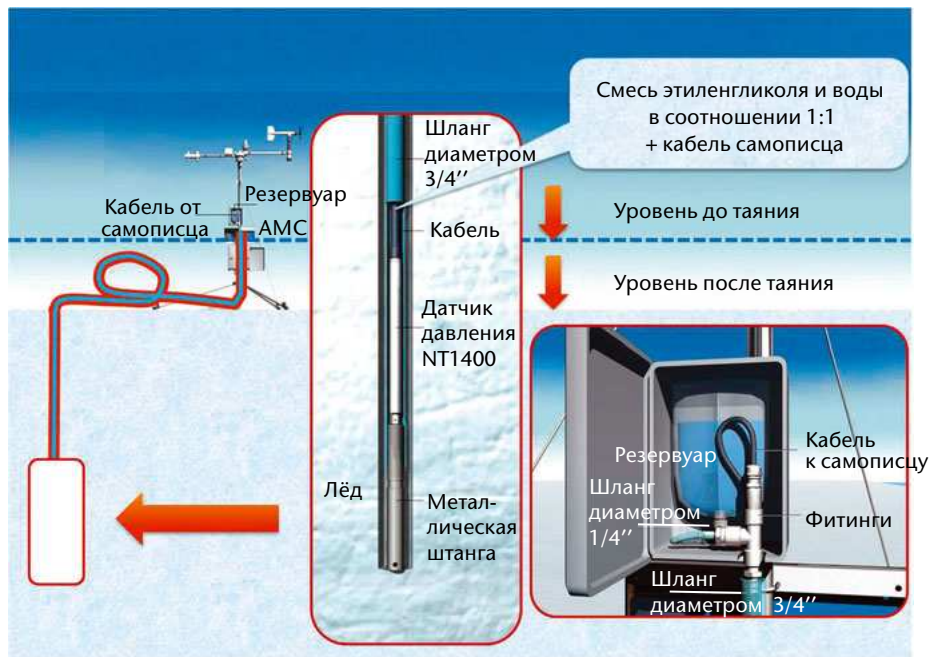


Рисунок 3.26. Схематическое изображение датчика давления в сборе, подсоединенного к АМС

Источник: Fausto et al. (2012); воспроизведено с разрешения журнала Journal of Glaciology

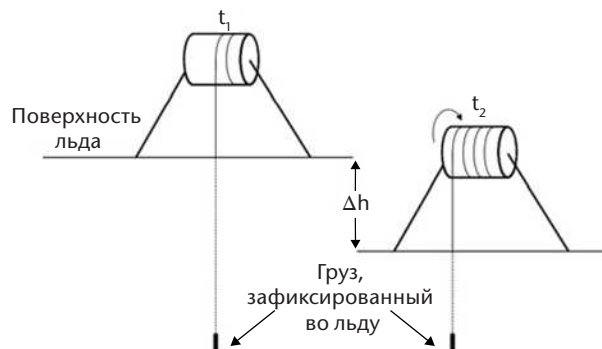


Рисунок 3.27. Схема измерений абляции с помощью тросового датчика. К концу тросика крепится груз, который фиксируется во льду. Прибор регистрирует относительное изменение высоты поверхности, Δh , за время t , вызванное чистой абляцией.

Источник: Hulth (2010); воспроизведено с разрешения журнала Journal of Glaciology

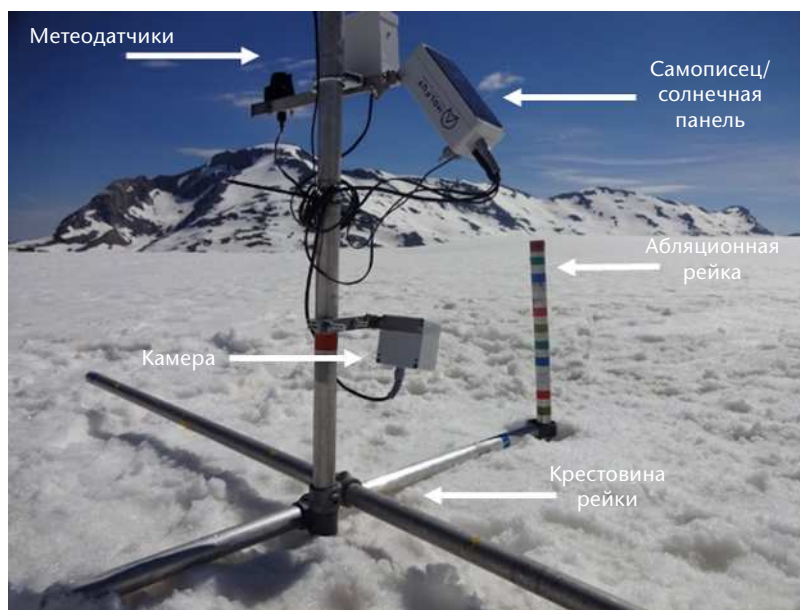


Рисунок 3.28. Система для проведения автоматизированных измерений абляции на основе камеры наблюдения за рейкой для измерения баланса массы

Источник: Landmann et al., 2021

3.9 РАСЧЕТ БАЛАНСА МАССЫ

3.9.1 Методы отображения и расчета баланса массы

После расчета зимнего и летнего балансов в каждом месте установки рейки полученные данные используются для вычисления баланса массы всего ледника. Обычно для построения и анализа данных о балансе массы используются методы профилирования и изображения рельефа горизонталями. Также используются статистические подходы и экстраполяция на основе моделей.

Метод профилирования. Этот метод включает в себя нанесение точечных данных о зимнем, летнем и годовом балансе в зависимости от высоты над уровнем моря. Этот метод часто подходит для отдельных ледников или для отдельных бассейнов движения льда на ледяных шапках. Значения баланса массы, относящиеся к каждому стометровому (или более узкому) диапазону высот, используются вместе с данными о гипсометрии ледника – распределении площади с высотой — для расчета объема, добавленного к каждому диапазону высот или утраченного из него. Затем общий объем, добавленный ко всему леднику или утраченный из него, получают путем суммирования и делят на общую площадь, чтобы получить средний водный эквивалент аккумуляции (или абляции) на леднике в целом. Затем рассчитываются зимний, летний и годовые балансы с учетом особенностей используемой системы времени ([раздел 3.6](#)).

На рис. 3.29 этот метод показан на примере бассейна Сатуйокудль ледниковой шапки Хофсйокудль, Исландия. Увеличение зимнего баланса с высотой может быть аппроксимировано линейной функцией (рис. 3.29 b)), а летний баланс – двумя линейными приближениями с разными наклонами. Для показанного случая летний баланс положителен на высоте выше 1550 м, но отрицателен ниже 1550 м. Изменение уклона на высоте 1300 м связано с более быстрым таянием ледникового льда, обнажающегося в зоне абляции ниже 1300 м во второй половине сезона абляции, когда зимний слой уже растаял. Черная линия показывает чистый баланс, на основании которого можно сделать вывод, что высота линии равновесия (ВЛР), на которой чистый баланс равен нулю, в 2020 году составит 1275 м. Наряду с распределением площади и высоты для этой части Хофсйокудль (рис. 3.29 а)), точечные данные позволяют рассчитать усредненные по площади зимний, летний и годовые балансы для всего бассейна.

Метод изображения рельефа горизонталями. Другой метод основан на нанесении изолиний баланса массы (линий равного баланса массы) на карту ледника на основе точечных данных. Это можно сделать с помощью программного обеспечения ГИС. Этот метод особенно подходит для ледяных шапок, но может применяться для ледников любого размера. Для зимнего, летнего и годового баланса можно составить отдельные карты. Для построения изолиний необходимо знать условия на леднике, например, влияние рельефа поверхности и преобладающих ветров на распределение аккумуляции снега. Затем площадь каждого интервала между двумя изолиниями баланса массы умножается на значение, представленное этими линиями, и суммирование по всей площади дает баланс массы ледника. См. пример на рисунке 3.30.

Статистические подходы. Для получения данных о балансе массы всего ледника на основе точечных измерений разработано несколько статистических подходов различной сложности. Например, мощным подходом является экстраполяция на пространственный масштаб на основе кригинга при наличии относительно плотной сети реек для измерения баланса массы (см., например, Hock and Jensen, 1999). Однако наряду с этим также используются и простые подходы, такие как линейная модель баланса массы, первоначально предложенная Либутри (Liboutry, 1974) (см., например, Thibert et al., 2008). При таком подходе не делается попытка полной пространственной экстраполяции баланса массы, а пространственно-временная изменчивость баланса массы в масштабах всего ледника определяется непосредственно на основе точечных измерений. Этот метод также подходит для сетей с относительно небольшим количеством измерительных реек (Van Beusekom et al., 2010; O'Neel et al., 2019). Для экстраполяции зимних балансов можно также использовать регрессивные подходы на основе рельефа (или «топографические»). Для этого подхода необходим относительно большой объем данных, но он воспроизводит наблюдаемые закономерности пространственной изменчивости. Он используется с наборами георадарных данных (например, McGrath et al., 2015, 2018; Sold et al., 2016), а также традиционными наборами данных, полученными с помощью снежных шурфов и зондов (например, Pulwiczki et al., 2018, 2019).

Экстраполяция на основе модели. Также применяется сочетание ежедневного моделирования баланса массы с уточнением за счет точечных наблюдений в полевых условиях, что расширяет вышеупомянутые подходы (см., например, Huss et al., 2009, 2021; Barandun et al., 2015). Основной подход заключается в использовании модели ежедневной распределенной аккумуляции и таяния с индексом температуры для получения баланса массы в районах, где измерения не проводились, и ее оптимизации для согласования

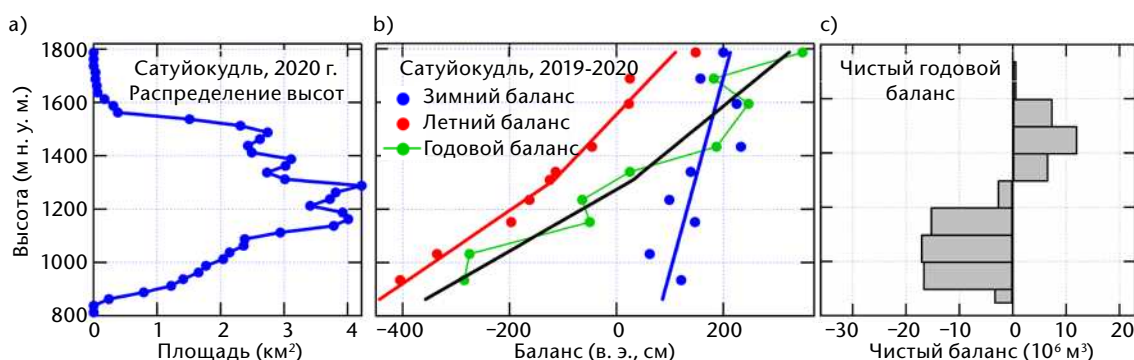


Рисунок 3.29. а) Распределение высот на Сатуйокудле, северном разрезе ледяной шапки Хофсйокудль, центральная часть Исландии. Точками обозначены участки каждого 25-метрового диапазона высот в интервале высот 800—1800 м. Общая площадь в 2020 году: 72,8 км². б) Точечные значения зимнего, летнего и годового баланса на разрезе север-юг, охватывающем Сатуйокудль, построенные в зависимости от высоты. в) Общий объем, добавленный или утраченный в каждом стометровом диапазоне высот в течение 2019—2020 гляциологического года. Результаты рассчитаны с использованием системы с плавающими датами (раздел 3.6.2).

Источник: данные Исландского метеорологического бюро

со всеми имеющимися сезонными измерениями в точке (рис. 3.31). Модель баланса массы рассматривается не как физическая модель, а как статистический инструмент для получения суточного временного разрешения на основе сезонных полевых данных и пространственной интерполяции точечных измерений, поддерживаемых моделью. Преимущества заключаются, например, в том, что в одну и ту же схему оценки могут включаться как зимние, так и годовые точечные данные, что обеспечивает согласованный анализ для всех ледников сети мониторинга. Кроме того, компоненты баланса массы (аккумуляция и абляция) могут быть разделены на основе модели, ограниченной сезонными наблюдениями, а баланс массы всего ледника можно извлечь за произвольные периоды времени (например, за гидрологический год), что важно для взаимного сравнения сигналов различных ледников.

3.9.2 Геодезические методы определения баланса массы

Баланс массы ледника за определенный промежуток времени можно рассчитать на основе повторных измерений высоты поверхности и изменения объема, произошедшего за период между двумя съемками. Эта процедура называется *геодезическим методом*. В целом можно выделить (преимущественно) воздушные геодезические съемки, которые

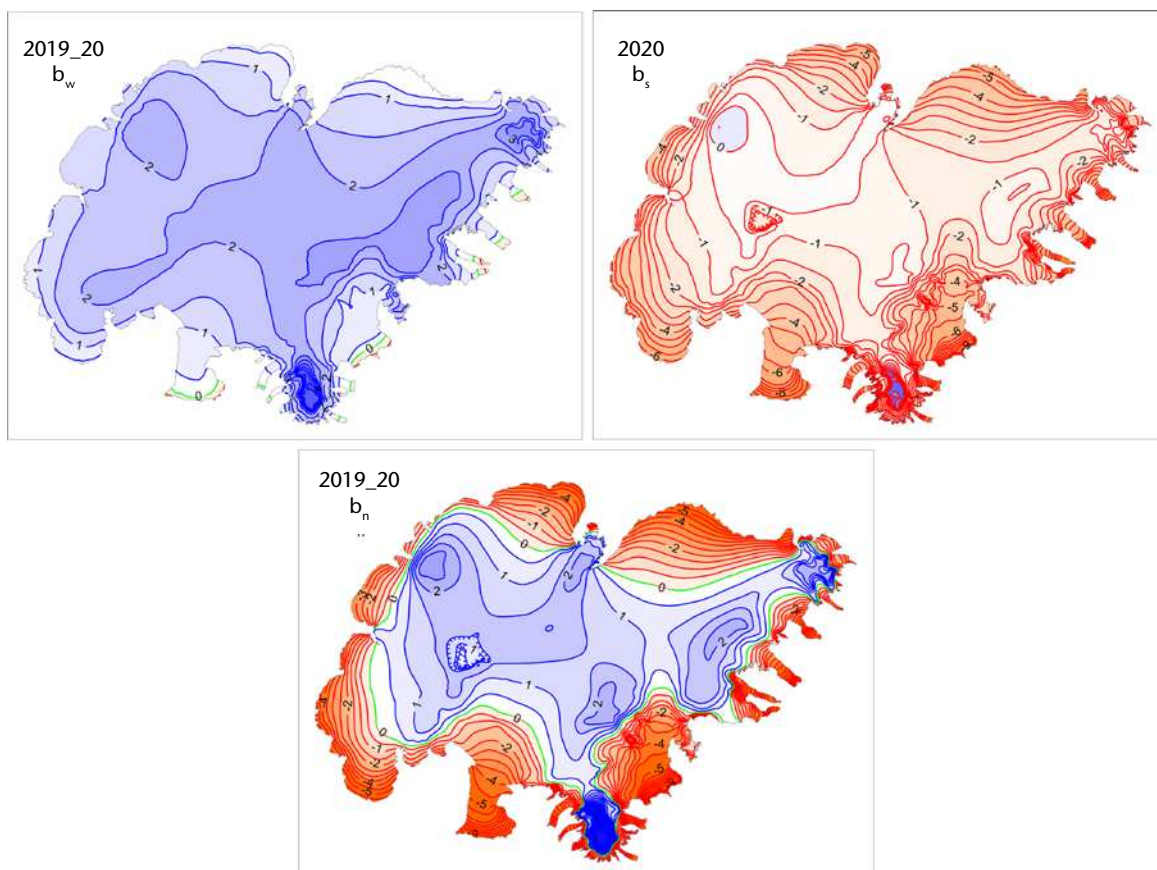


Рисунок 3.30 Зимний, летний и годовой поверхностный баланс массы ледяной шапки Ватнайокудль площадью 7700 км², Исландия, в 2019—2020 гляциологическом году, представленный с помощью метода изображения рельефа горизонталями. Среднее значение зимнего баланса для всей ледяной шапки в этом году составляет $B_w = 1,62$ м в.э. Среднее значение летнего баланса составляет $B_s = -2,02$ м в.э., и оно отрицательно на всей территории ледяной шапки, за исключением высот более 1900 м. Чистый годовой баланс в среднем составляет $B_n = -0,40$ м в.э. Климатические режимы на Ватнайокудле сильно колеблются, поэтому ВЛР на основных выходах обычно варьируется от 1100 м и 1500 м, что говорит о значительной межгодовой изменчивости.

Источник: Группа по гляциологии, Институт наук о Земле, Университет Исландии

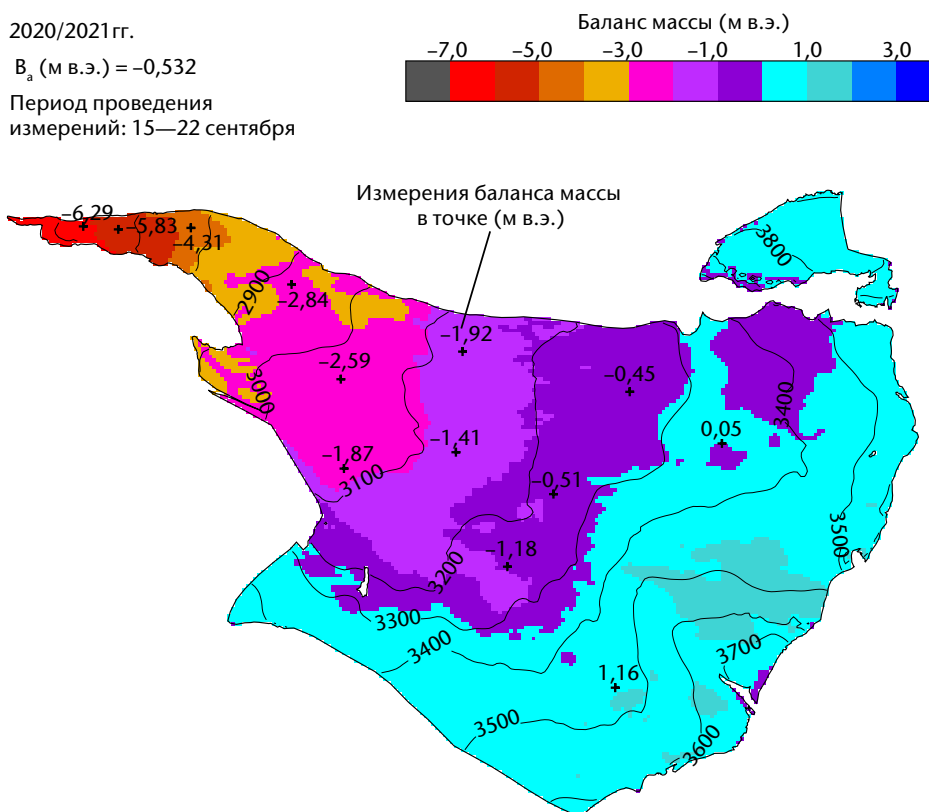


Рисунок 3.31. Экстраполяция на основе модели измеренного в точке баланса массы на леднике Финдель, Швейцария. Годовые наблюдения отмечены крестиками, а измеренный баланс массы в точке указан в м в.э. Пространственная изменчивость баланса массы определяется моделью ежедневного баланса массы, которая включает наблюдаемые закономерности распределения зимнего снега, а также другие соответствующие факторы, определяющие пространственную изменчивость баланса массы (такие как высота над уровнем моря, солнечная радиация и альбедо поверхности).

Источник: Мониторинг ледников в Швейцарии (GLAMOS)

применяются для валидации и калибровки гляциологических рядов баланса массы (см., например, Zemp et al., 2013), и (преимущественно) космические геодезические съемки для региональных оценок изменения массы (см., например, Brun et al., 2017). Последние достижения в области спутниковой обработки данных позволили составить карту изменений высоты поверхности с высоким пространственно-временным разрешением для всех ледников на Земле (Hugonnet et al. 2021).

На участках, где измерение баланса массы проводится гляциологическим методом, геодезические исследования рекомендуется проводить с интервалом примерно в 10 лет (Zemp et al., 2013). Для расчета геодезического баланса массы изменение высоты поверхности необходимо преобразовать в изменение массы с помощью коэффициента преобразования плотности (см. ниже). Геодезический метод также позволяет получать годовые и даже сезонные сигналы (Belart et al., 2017; Klug et al., 2018; Pelto et al., 2019). Недавняя работа на леднике Вулверин, Аляска, показывает потенциал использования повторных ЦМР, полученных на основе лидарных съемок и спутниковых снимков высокого разрешения, для расчета распределенных сезонных балансов с учетом вертикальной составляющей движения льда и уплотнения фирна (Zeller et al., 2022).

Для составления карты высот поверхности ледника можно использовать множество различных источников данных: наземные съемки (см., например, Kapitsa et al., 2020), съемки с БПЛА и аэрофотоснимки (см., например, Geissler et al., 2021), спутниковые

изображения (оптические и радарные) (см., например, Berthier et al., 2014; Brun et al., 2017) и лидарные съемки (см., например, Barrand et al., 2009; Klug et al., 2018). Съемки могут охватывать весь ледник или проводиться по разрезам, что дает профили высот, координатные облака или регулярные сетки высот поверхности. Источник данных зависит от размера ледника или региона, а также от имеющихся приборов/ресурсов. Очень маленький ледник может быть полностью нанесен на карту с помощью БПЛА или наземного лазерного сканирования; баланс массы ледников среднего размера может быть изображен с помощью аэрофотоснимков или воздушного лазерного сканирования, в то время как более крупные регионы лучше всего отображать с помощью спутниковых снимков. Оптимальное время для проведения геодезических исследований – конец сезона абляции. Результаты съемок, полученные в два разных момента времени, обычно преобразуются в ЦМР, а затем эти две ЦМР дифференцируются с применением одинаковых исходных точек и проекций с помощью программного обеспечения ГИС (рис. 3.31 и 3.32). Несоответствие между ЦМР нужно учесть путем совместной регистрации ЦМР. Обычно это делается путем сравнения устойчивой местности за пределами ледника и проверки на смещения (Nuth and Kääb, 2011). Можно оценить систематические и случайные ошибки геодезического метода (см., например, Zemp et al., 2013), особенно при сравнении с данными гляциологических наблюдений (см. [раздел 3.9.4](#)).

Контуры ледников ([раздел 3.3.2](#)) позволяют получить маски ледников (многоугольники) для двух периодов. Если для разграничения ледников используются ледоразделы, то для обоих периодов следует использовать один и тот же ледораздел. Если для одной или обеих съемок используются профили, то вычисляется разность наборов точечных данных (при повторном картировании профилей) или набора точечных данных и набора данных ЦМР, а полученные разности точечных данных интерполируются для расчета средних значений для всего ледника.

Геодезический баланс массы, B_{geod} (в м в.э. а⁻¹), рассчитывается путем умножения изменения объема, ΔV , на коэффициент преобразования плотности, $f_{\Delta V}$, и последующего деления на среднюю площадь ледника за две съемки (при предположении о линейном изменении площади со временем) A_m и временном интервале Δt между двумя съемками:

$$B_{geod} = (\Delta V \cdot f_{\Delta V}) / (A_m \cdot \Delta t) \quad (3.4)$$

Коэффициент преобразования плотности $f_{\Delta V}$ часто устанавливается равным 850 ± 60 кг м⁻³ (Huss, 2013), что позволяет учесть изменения объема и плотности фирна, которые происходят одновременно с уменьшением или увеличением объема ледника. Однако на коротких временных интервалах (<5 лет) и при небольших изменениях объема значения $f_{\Delta V}$ могут сильно отклоняться от рекомендуемого эталонного значения и, таким образом, могут служить значительным источником неопределенности.

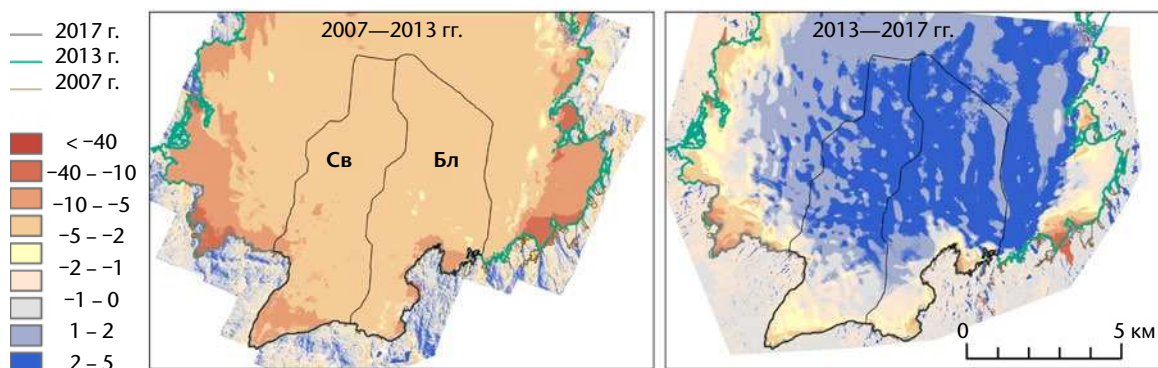


Рисунок 3.32. Пример изменения высоты южной части Сондре (Южный) Фольгедонна, Норвегия, 2007—2013 гг. и 2013—2017 гг. на основе дифференциации ЦМР, полученной с помощью воздушного лазерного сканирования в 2007, 2013 и 2017 гг. Отмечены ледниковые бассейны Свелъгьябрин (Sv) и Бломстольскардсбрин (Bl).

Источник: Andreassen et al. (2020), воспроизведено с разрешения Journal of Glaciology

3.9.3 **Обнаружение и коррекция систематической погрешности в записях гляциологического баланса массы**

Для обеспечения долгосрочной согласованности рядов гляциологического баланса массы важно периодически проводить валидацию с независимыми геодезическими исследованиями для выявления систематических погрешностей (см., например, Zemp et al., 2013). При проведении гляциологических исследований нередко присутствует систематическая погрешность, так как для оценки состояния всего ледника по результатам точечных измерений требуется экстраполяция. В связи с этим большое значение приобретают гомогенизация и повторный анализ записей баланса массы, и они часто проводятся в рамках программ мониторинга (см., например, Cox and March, 2004; Huss et al., 2009; Zemp et al., 2010; Andreassen et al., 2016; O'Neel et al., 2019). Основная методика заключается в сравнении кумулятивного изменения массы, полученного на основе ежегодных гляциологических обследований, с геодезическим изменением массы за тот же период. В то время как гляциологический баланс массы обеспечивает высокое временное разрешение, а также пространственное распределение компонентов баланса массы, геодезические исследования точнее фиксируют сигнал об изменении массы всего ледника.

Прежде чем сравнивать кумулятивные годовые балансы массы с геодезическими изменениями объема льда, необходимо учесть различия в датах этих независимых методов сбора данных. Это можно обеспечить путем сложения общего изменения массы, рассчитанного с помощью модели баланса массы за период между датой получения данных геодезической съемки и датой полевых измерений.

В идеальном случае кумулятивный прямой баланс массы совпадает с геодезическим изменением массы. В работе Zemp et al. (2013) предложена подробная схема принятия решения о том, является ли несоответствие между кумулятивным гляциологическим балансом массы и геодезическими изменениями массы значительным и нужно ли его корректировать. Это в основном зависит от расчетных неопределенностей прямых точечных наблюдений и баланса массы, экстраполированного на весь ледник, а также от неопределенности геодезических изменений объема льда. Если между гляциологическими и геодезическими рядами существует значительное расхождение, предлагается обновить интерполяцию точечного баланса массы *in situ* на весь ледник, чтобы получить скорректированный кумулятивный ряд, который будет лучше согласовываться с геодезическими изменениями массы.

На рисунке 3.33 показано сравнение многолетних годовых измерений баланса массы *in situ* (синий цвет) с независимыми изменениями объема, полученными в результате геодезических исследований (красный цвет) на леднике Аллалин, Швейцария. В большинстве периодов наблюдается удовлетворительное соответствие между кумулятивным годовым балансом массы, основанным на прямых измерениях, и изменениями высоты, полученными с помощью дистанционного зондирования, и коррективировка рядов гляциологических данных не потребовалась (Huss et al., 2015).

3.9.4 **Неопределенность в изменениях массы, определенных геодезическим методом**

При применении геодезического метода для оценки изменений массы необходимо проводить подробный расчет неопределенностей. С учетом многообразия подходов к получению ЦМР – от наземной фотограмметрии и аэрофотограмметрии до спутниковой радиолокации и альтиметрии – исчерпывающее описание методик расчета неопределенностей выходит за рамки данной главы. Тем не менее, есть ряд важных общих аспектов, характеризующих неопределенности при использовании геодезического метода. Можно провести различие между неопределенностями, обусловленными: 1) случайными ошибками в локальной высоте поверхности, 2) систематическими ошибками в масштабах ледников или регионов в целом, 3) влиянием неточных контуров ледников и 4) преобразованием объема в изменения массы. В то время как для 1) важны качество и разрешение имеющихся снимков и условия их получения, для 2) необходимо



Рисунок 3.33. Ледник Аллалин, Швейцария: сравнение годовых рядов баланса массы, полученных на основе гляциологического метода (синий цвет), с независимыми изменениями объема льда (красный цвет), полученными на основе периодических геодезических съемок

Источник: Huss et al. (2015)

рассмотреть возможность одновременной регистрации цифровых моделей рельефа, а также потенциальных систематических погрешностей (например, из-за проникновения радиолокационных волн в снег и фирн). Получить более подробную информацию об отдельных процессах, характеризующих общую неопределенность, а также об их оценке и сочетании читатель может из таких источников, как Rolstad et al. (2009), Nuth and Kääb (2011) и Joerg et al. (2012). В работе Hugonnet et al. (2022) представлен всеобъемлющий обзор, позволяющий согласовывать неопределенности геодезического метода в масштабах от местного до регионального.

ПРИЛОЖЕНИЕ. МЕРЫ БЕЗОПАСНОСТИ ВО ВРЕМЯ ПОЛЕВЫХ РАБОТ НА ЛЕДНИКАХ

Цель

Работа на ледниках и вблизи них сопряжена с многочисленными опасностями: ледниковые трещины, внезапные ледниковые паводки, суровые погодные условия, ледяные лавины и многое другое. В связи с этим крайне важно, чтобы сотрудники, проводящие гляциологические полевые работы, обладали соответствующими знаниями об условиях на ледниках, проходили надлежащую подготовку и имели полный доступ к защитному снаряжению (рисунок 3.34). Необходимо регулярно проводить обучение.

Это резюме основано на документе, подготовленном для сотрудников Норвежского директората по водным ресурсам и энергетике (НВЭ), и включает в себя краткий перечень важнейшего снаряжения, узлов и навыков, необходимых для безопасного передвижения по ледникам. В нем также изложены базовые знания для сотрудников, выполняющих полевые работы на ледниках. Также можно использовать и другие проверенные методы, которые дают аналогичный или лучший результат. Полный перевод доступен на сайте: <https://www.nve.no/hydrology/glaciers/safety-on-and-near-glaciers/>.

Индивидуальное защитное снаряжение, необходимое для работы на ледниках

- 1 веревка (30 м × 9 мм). Минимальная маркировка "rando" (маркировка 0), предпочтительная маркировка – двойная (1/2). Срок службы — не более 10 лет с даты изготовления.
- 2 блока-ролика с зажимом
- 1 зажим для веревки (Tibloc)
- 2 короткие оттяжки (30 см) (или небольшие веревки для привязывания/зацепки – 1,2 м × 5 мм). Срок службы — не более 10 лет с даты изготовления.



Рисунок 3.34. Ходьба по покрытому снегом леднику на веревке, со снаряжением в обвязке, которое легко достать, и ледорубом и зондом в руках. Здесь используются две веревки, на одной из которых завязаны узлы для создания трения.

Источник: Лисс М. Андреассен

- 2 длинные оттяжки (120 см) (или веревочная стропа из 9-миллиметровой веревки, отрегулированная по длине тела). Срок службы — не более 10 лет с даты изготовления.
- 6 муфтованных карабинов; 5 карабинов с фиксатором и 1 HMS карабин
- 2 ледобура длиной около 21 см
- 1 обвязка; срок службы — не более 10 лет с даты изготовления
- 1 пара кошек
- 1 снеговая станция
- 1 сумка для снаряжения

Узлы

- С петлей на конце сложенного вдвое троса (привязывание, закрепление), см.: <https://www.animatedknots.com/figure-8-follow-through-loop-knot>
- Двойной или одинарный рыбацкий узел (для связывания веревок), см.: <http://www.animatedknots.com/doublefishermans>
- Схватывающий узел (узел Прусика, французский схватывающий узел) — привязывание/самоблокировка, см.: <http://www.animatedknots.com/prusik>
- Узел УИАА (спуск, рапеллинг), см.: <http://www.animatedknots.com/muntermule>
- Двойной полуштык, см.: <http://www.animatedknots.com/clovehalfhitches>

Рекомендуемое снаряжение для обвязки

- Передвижение пешком по голому льду: минимум один ледобур и одна длинная оттяжка для самостраховки при падении в трещину или при застревании
- Передвижение на лыжах или пешком по снегу: минимум один ледобур и одна длинная оттяжка для самостраховки при падении в трещину или при застревании
- Передвижение на вертолете по снегу/льду: неснаряженная обвязка, все снаряжение в свободном доступе внутри вертолета
- Снегоход: неснаряженная обвязка, все снаряжение в свободном доступе на снегоходе

Важные техники полевых работ

- Установка точек закрепления
- Страхование напарников с помощью точек закрепления
- Промежуточное закрепление
- Системы подъема для спасения из ледниковых трещин
- Спуск по канату
- Команды из двух альпинистов для снежных условий

- Спасение в команде из двух альпинистов
- Подъем по веревке с использованием узлов Прусика
- Выход из вертолета и подъем в вертолет на ледниках

Другие ресурсы, посвященные руководствам по передовому опыту в области безопасности

- Советы и техника безопасности при передвижении по ледникам на лыжах: <https://www.petzl.com/GB/en/Sport>
-

СПРАВОЧНАЯ И ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Andreassen, L. M.; Huss, M.; Melvold, K. et al. Ice Thickness Measurements and Volume Estimates for Glaciers in Norway. *Journal of Glaciology* **2015**, 61 (228), 763–775. <https://doi.org/10.3189/2015JoG14J161>.
- Andreassen, L. M.; Elvehøy, H.; Jackson, M. et al. *Glaciological Investigations in Norway 2011–2015*; Report 88-2016; Kjellmoen, B., Ed.; Norwegian Water Resources and Energy Directorate: Oslo, 2016a. <https://nve.brage.unit.no/nve-xmlui/handle/11250/2634000>.
- Andreassen, L. M.; Elvehøy, H.; Kjellmoen, B. et al. Reanalysis of Long-Term Series of Glaciological and Geodetic Mass Balance for 10 Norwegian Glaciers. *The Cryosphere* **2016b**, 10 (2), 535–552. <https://doi.org/10.5194/tc-10-535-2016>.
- Andreassen, L. M.; Elvehøy, H.; Kjellmoen, B. et al. Glacier Change in Norway since the 1960s – an Overview of Mass Balance, Area, Length and Surface Elevation Changes. *Journal of Glaciology* **2020**, 66 (256), 313–328. <https://doi.org/10.1017/jog.2020.10>.
- Andreassen, L. M.; Nagy, T.; Kjellmoen, B. et al. An Inventory of Norway's Glaciers and Ice-Marginal Lakes from 2018–19 Sentinel-2 Data. *Journal of Glaciology* **2022**, 68 (272), 1085–1106. <https://doi.org/10.1017/jog.2022.20>.
- Annan, A. P.; Cosway, S. W.; Sigurdsson, T. *GPR for Snow Pack Water Content*; European Association of Geoscientists & Engineers, 1994; cp. <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.300.33>.
- Barandun, M.; Huss, M.; Sold, L. et al. Re-Analysis of Seasonal Mass Balance at Abramov Glacier 1968–2014. *Journal of Glaciology* **2015**, 61 (230), 1103–1117. <https://doi.org/10.3189/2015JoG14J239>.
- Barrand, N. E.; Murray, T.; James, T. D. et al. Optimizing Photogrammetric DEMs for Glacier Volume Change Assessment Using Laser-Scanning Derived Ground-Control Points. *Journal of Glaciology* **2009**, 55 (189), 106–116. <https://doi.org/10.3189/002214309788609001>.
- Bauder, A.; Funk, M.; Huss, M. Ice-Volume Changes of Selected Glaciers in the Swiss Alps since the End of the 19th Century. *Annals of Glaciology* **2007**, 46, 145–149. <https://doi.org/10.3189/172756407782871701>.
- Bauder, A.; Mazzotti, G.; Berger, C. et al. Winter Accumulation Measurements on Alpine Glaciers Using Ground Penetrating Radar. In *2018 17th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR)*; 2018; 1–5. <https://doi.org/10.1109/ICGPR.2018.8441559>.
- Belart, J. M. C.; Berthier, E.; Magnússon, E. et al. Winter Mass Balance of Drangajökull Ice Cap (NW Iceland) Derived from Satellite Sub-Meter Stereo Images. *The Cryosphere* **2017**, 11 (3), 1501–1517. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1501-2017>.
- Berthier, E.; Vincent, C.; Magnússon, E. et al. Glacier Topography and Elevation Changes Derived from Pléiades Sub-Meter Stereo Images. *The Cryosphere* **2014**, 8 (6), 2275–2291. <https://doi.org/10.5194/tc-8-2275-2014>.
- Björnsson, H. *Hydrology of Ice Caps in Volcanic Regions*; Rit / Vísindafélag Íslendinga ; 45; Societas Scientiarum Islandica, University of Iceland: Reykjavík, 1988.
- Björnsson, H.; Pálsson, F. Radio-Echo Soundings on Icelandic Temperate Glaciers: History of Techniques and Findings. *Annals of Glaciology* **2020**, 61 (81), 25–34. <https://doi.org/10.1017/aog.2020.10>.
- Brun, F.; Berthier, E.; Wagnon, P. et al. A Spatially Resolved Estimate of High Mountain Asia Glacier Mass Balances from 2000 to 2016. *Nat. Geosci.* **2017**, 10 (9), 668–673. <https://doi.org/10.1038/ngeo2999>.
- Claerbout, J. F. *Imaging the Earth's Interior*; Blackwell Scientific Publications, Ltd.: Oxford, 1985.
- Cogley, J. G.; Hock, R.; Rasmussen, L. A. et al. *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*; International Hydrological Programme (IHP) of the United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO), 2011. <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000192525>.
- Cox, L. H.; March, R. S. Comparison of Geodetic and Glaciological Mass-Balance Techniques, Gulkana Glacier, Alaska, U.S.A. *Journal of Glaciology* **2004**, 50 (170), 363–370. <https://doi.org/10.3189/172756504781829855>.
- Eythórsson, J. Variations of Glaciers in Iceland, 1930–47. *Journal of Glaciology* **1949**, 1 (5), 250–252. <https://doi.org/10.3189/002214349793702764>.
- Farinotti, D.; Brinkerhoff, D. J.; Clarke, G. K. C. et al. How Accurate Are Estimates of Glacier Ice Thickness? Results from ITMIX, the Ice Thickness Models Intercomparison eXperiment. *The Cryosphere* **2017**, 11 (2), 949–970. <https://doi.org/10.5194/tc-11-949-2017>.
- Farinotti, D.; Huss, M.; Fürst, J. J. et al. A Consensus Estimate for the Ice Thickness Distribution of All Glaciers on Earth. *Nature Geoscience* **2019**, 12 (3), 168–173. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0300-3>.

- Fausto, R. S.; As, D. V.; Ahlstrøm, A. P. et al. Assessing the Accuracy of Greenland Ice Sheet Ice Ablation Measurements by Pressure Transducer. *Journal of Glaciology* **2012**, 58 (212), 1144–1150. <https://doi.org/10.3189/2012JoG12J075>.
- Fausto, R. S.; van As, D.; Mankoff, K. D. et al. Programme for Monitoring of the Greenland Ice Sheet (PROMICE) Automatic Weather Station Data. *Earth System Science Data* **2021**, 13 (8), 3819–3845. <https://doi.org/10.5194/essd-13-3819-2021>.
- Fierz, C.; Armstrong, R. L.; Durand, Y. et al. *The International Classification for Seasonal Snow on the Ground*; Technical documents in hydrology; 2009; Vol. 83. <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000186462>.
- Fischer, A.; Markl, G. Mass Balance Measurements on Hintereisferner, Kesselwandferner, and Jamtalferner 2003 to 2006. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* **2009**, 42, 47–83.
- Fischer, M.; Huss, M.; Barboux, C. et al. The New Swiss Glacier Inventory SGI2010: Relevance of Using High-Resolution Source Data in Areas Dominated by Very Small Glaciers. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* **2014**, 46 (4), 933–945. <https://doi.org/10.1657/1938-4246-46.4.933>.
- Forel, F.-A. *Les Variations Périodiques des Glaciers*. Extraits des Archives des sciences physiques et naturelles, XXXIV, 209. Commission Internationale des Glaciers: Geneva, 1895.
- Gärtner-Roer, I.; Naegeli, K.; Huss, M. et al. A Database of Worldwide Glacier Thickness Observations. *Global and Planetary Change* **2014**, 122, 330–344. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.09.003>.
- Gärtner-Roer, I.; Bast, A. (Ground) Ice in the Proglacial Zone. In *Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes*; Heckmann, T., Morche, D., Eds.; Geography of the Physical Environment; Springer International Publishing: Cham, 2019; 85–98. https://doi.org/10.1007/978-3-319-94184-4_6.
- Geibel, L.; Huss, M.; Kurzböck, C. et al. Rescue and Homogenisation of 140 Years of Glacier Mass Balance Data in Switzerland. *Glaciology* **2022** [preprint]. <https://doi.org/10.5194/essd-2022-56>.
- Geissler, J.; Mayer, C.; Jubanski, J. et al. Analyzing Glacier Retreat and Mass Balances Using Aerial and UAV Photogrammetry in the Ötztal Alps, Austria. *The Cryosphere* **2021**, 15 (8), 3699–3717. <https://doi.org/10.5194/tc-15-3699-2021>.
- Geist, T.; Elvehøy, H.; Jackson, M. et al. Investigations on Intra-Annual Elevation Changes Using Multi-Temporal Airborne Laser Scanning Data: Case Study Engabreen, Norway. *Annals of Glaciology* **2005**, 42, 195–201. <https://doi.org/10.3189/172756405781812592>.
- Glacier Monitoring Switzerland (GLAMOS). *Revised Strategy for Monitoring Glacier Length Variation*; Internal Report No 4; GLAMOS: 2020. http://doi.org/10.18752/intrep_4.
- Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS). Home page. <http://www.glims.org/>.
- Grab, M.; Mattea, E.; Bauder, A. et al. Ice Thickness Distribution of All Swiss Glaciers Based on Extended Ground-Penetrating Radar Data and Glaciological Modeling. *Journal of Glaciology* **2021**, 67 (266), 1074–1092. <https://doi.org/10.1017/jog.2021.55>.
- Grasegger, K.; Strapazon, G.; Procter, E. et al. Avalanche Survival After Rescue with the RECCO Rescue System: A Case Report. *Wilderness & Environmental Medicine* **2016**, 27 (2), 282–286. <https://doi.org/10.1016/j.wem.2016.02.004>.
- Hannesdóttir, H.; Sigurðsson, O.; Prastarson, R. H. et al. A National Glacier Inventory and Variations in Glacier Extent in Iceland from the Little Ice Age Maximum to 2019. *Jök* **2020**, 70 (1), 1–34. <https://doi.org/10.33799/jokull2020.70.001>.
- Hattersley-Smith, G. The Symposium on Glacier Mapping. *Can. J. Earth Sci.* **1966**, 3 (6), 737–741. <https://doi.org/10.1139/e66-055>.
- Helfricht, K.; Huss, M.; Fischer, A. et al. Calibrated Ice Thickness Estimate for All Glaciers in Austria. *Frontiers in Earth Science* **2019**, 7, 68. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00068>.
- Hock, R.; Jensen, H. Application of Kriging Interpolation for Glacier Mass Balance Computations. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* **1999**, 81 (4), 611–619.
- Hock, R.; Bliss, A.; Marzeion, B. et al. GlacierMIP – A Model Intercomparison of Global-Scale Glacier Mass-Balance Models and Projections. *Journal of Glaciology* **2019**, 65 (251), 453–467. <https://doi.org/10.1017/jog.2019.22>.
- Hugonnet, R.; McNabb, R.; Berthier, E. et al. Accelerated Global Glacier Mass Loss in the Early Twenty-First Century. *Nature* **2021**, 592 (7856), 726–731. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z>.
- Hugonnet, R.; Brun, F.; Berthier, E. et al. Uncertainty Analysis of Digital Elevation Models by Spatial Inference From Stable Terrain. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* **2022**, 15, 6456–6472. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2022.3188922>.
- Hulth, J. Using a Draw-Wire Sensor to Continuously Monitor Glacier Melt. *Journal of Glaciology* **2010**, 56 (199), 922–924. <https://doi.org/10.3189/002214310794457290>.

- Huss, M. Density Assumptions for Converting Geodetic Glacier Volume Change to Mass Change. *The Cryosphere* **2013**, 7 (3), 877–887. <https://doi.org/10.5194/tc-7-877-2013>.
- Huss, M.; Bauder, A.; Funk, M. Homogenization of Long-Term Mass-Balance Time Series. *Annals of Glaciology* **2009**, 50 (50), 198–206. <https://doi.org/10.3189/172756409787769627>.
- Huss, M.; Dhulst, L.; Bauder, A. New Long-Term Mass-Balance Series for the Swiss Alps. *Journal of Glaciology* **2015**, 61 (227), 551–562. <https://doi.org/10.3189/2015JoG15J015>.
- Huss, M.; Bauder, A.; Linsbauer, A. et al. More than a Century of Direct Glacier Mass-Balance Observations on Claridenfirn, Switzerland. *Journal of Glaciology* **2021**, 67 (264), 697–713. <https://doi.org/10.1017/jog.2021.22>.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*; Masson-Delmotte, V., Zhai P., Pirani A. et al., Eds.; Cambridge University Press: Cambridge, UK, and New York, USA, 2021. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>.
- Joerg, P. C.; Morsdorf, F.; Zemp, M. Uncertainty Assessment of Multi-Temporal Airborne Laser Scanning Data: A Case Study on an Alpine Glacier. *Remote Sensing of Environment* **2012**, 127, 118–129. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.08.012>.
- Jóhannesson, T.; Björnsson, H.; Magnússon, E. et al. Ice-Volume Changes, Bias Estimation of Mass-Balance Measurements and Changes in Subglacial Lakes Derived by Lidar Mapping of the Surface of Icelandic Glaciers. *Annals of Glaciology* **2013**, 54 (63), 63–74. <https://doi.org/10.3189/2013AoG63A422>.
- Kapitsa, V.; Shahgedanova, M.; Severskiy, I. et al. Assessment of Changes in Mass Balance of the Tuyuksu Group of Glaciers, Northern Tien Shan, Between 1958 and 2016 Using Ground-Based Observations and Pléiades Satellite Imagery. *Frontiers in Earth Science* **2020**, 8. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2020.00259>.
- Kaser, G.; Fountain, A.; Jansson, P. et al. *A Manual for Monitoring the Mass Balance of Mountain Glaciers with Particular Attention to Low Latitude Characteristics*; SC.2003/WS/4; 2003; 137. <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000129593>.
- Kienholz, C.; Rich, J. L.; Arendt, A. A. et al. A New Method for Deriving Glacier Centerlines Applied to Glaciers in Alaska and Northwest Canada. *The Cryosphere* **2014**, 8 (2), 503–519. <https://doi.org/10.5194/tc-8-503-2014>.
- Klug, C.; Bollmann, E.; Galos, S. P. et al. Geodetic Reanalysis of Annual Glaciological Mass Balances (2001–2011) of Hintereisferner, Austria. *The Cryosphere* **2018**, 12 (3), 833–849. <https://doi.org/10.5194/tc-12-833-2018>.
- Kohler, J.; Moore, J.; Kennett, M. et al. Using Ground-Penetrating Radar to Image Previous Years' Summer Surfaces for Mass-Balance Measurements. *Annals of Glaciology* **1997**, 24, 355–360. <https://doi.org/10.3189/S0260305500012441>.
- Kurböck, C.; Huss, M. *A Best Practice Guide for Long-Term Glacier Monitoring in Switzerland*. **2021**, 60 pp. https://doi.org/10.18752/INTREP_5.
- Landmann, J. M.; Künsch, H. R.; Huss, M. et al. Assimilating Near-Real-Time Mass Balance Stake Readings into a Model Ensemble Using a Particle Filter. *The Cryosphere* **2021**, 15 (11), 5017–5040. <https://doi.org/10.5194/tc-15-5017-2021>.
- Lapazaran, J. J.; Otero, J.; Martín-Español, A. et al. On the Errors Involved in Ice-Thickness Estimates I: Ground-Penetrating Radar Measurement Errors. *Journal of Glaciology* **2016**, 62 (236), 1008–1020. <https://doi.org/10.1017/jog.2016.93>.
- Leclercq, P. W.; Oerlemans, J.; Basagic, H. J. et al. A Data Set of Worldwide Glacier Length Fluctuations. *The Cryosphere* **2014**, 8 (2), 659–672. <https://doi.org/10.5194/tc-8-659-2014>.
- Leigh, J. R.; Stokes, C. R.; Carr, R. J. et al. Identifying and Mapping Very Small (<0.5 Km²) Mountain Glaciers on Coarse to High-Resolution Imagery. *Journal of Glaciology* **2019**, 65 (254), 873–888. <https://doi.org/10.1017/jog.2019.50>.
- Lindbäck, K.; Kohler, J.; Pettersson, R. et al. Subglacial Topography, Ice Thickness, and Bathymetry of Kongsfjorden, Northwestern Svalbard. *Earth System Science Data* **2018**, 10 (4), 1769–1781. <https://doi.org/10.5194/essd-10-1769-2018>.
- Linsbauer, A.; Huss, M.; Hodel, E. et al. The New Swiss Glacier Inventory SGI2016: From a Topographical to a Glaciological Dataset. *Frontiers in Earth Science* **2021**, 9. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2021.704189>.
- Lliboutry, L. Multivariate Statistical Analysis of Glacier Annual Balances. *Journal of Glaciology* **1974**, 13 (69), 371–392. <https://doi.org/10.3189/S0022143000023169>.
- Lutz, A. F.; Immerzeel, W. W.; Shrestha, A. B. et al. Consistent Increase in High Asia's Runoff Due to Increasing Glacier Melt and Precipitation. *Nature Climate Change* **2014**, 4 (7), 587–592. <https://doi.org/10.1038/nclimate2237>.

- Machguth, H.; Eisen, O.; Paul, F. et al. Strong Spatial Variability of Snow Accumulation Observed with Helicopter-Borne GPR on Two Adjacent Alpine Glaciers. *Geophysical Research Letters* **2006**, 33 (13). <https://doi.org/10.1029/2006GL026576>.
- Magnússon, E.; Pálsson, F.; Gudmundsson, M. T. et al. Development of a Subglacial Lake Monitored with Radio-Echo Sounding: Case Study from the Eastern Skaftá Cauldron in the Vatnajökull Ice Cap, Iceland. *The Cryosphere* **2021a**, 15 (8), 3731–3749. <https://doi.org/10.5194/tc-15-3731-2021>.
- Magnússon, E.; Pálsson, F.; Jarosch, A. et al. The Bedrock and Tephra Layer Topography within the Glacier-Filled Katla Caldera, Iceland, Deduced from Dense RES-Survey. *Jökull* **2021b**, 71, 39–70. <https://doi.org/10.33799/jokull2021.71.039>.
- Martín-Español, A.; Lapazaran, J. J.; Otero, J. et al. On the Errors Involved in Ice-Thickness Estimates III: Error in Volume. *Journal of Glaciology* **2016**, 62 (236), 1030–1036. <https://doi.org/10.1017/jog.2016.95>.
- Mass-balance terms. *Journal of Glaciology* 1969, 8 (52), 3–7. <https://doi.org/10.3189/S0022143000020736>.
- Maussion, F.; Hock, R.; Paul, F. et al. A New Working Group on the Randolph Glacier Inventory (RGI) and Its Role in Future Glacier Monitoring; Copernicus, 2020. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-9888>.
- Mayo, L. R.; Meier, M. F.; Tangborn, W. V. A System to Combine Stratigraphic and Annual Mass-Balance Systems: A Contribution to the International Hydrological Decade. *Journal of Glaciology* **1972**, 11 (61), 3–14. <https://doi.org/10.3189/S0022143000022449>.
- McGrath, D.; Sass, L.; O’Neel, S. et al. End-of-Winter Snow Depth Variability on Glaciers in Alaska. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **2015**, 120 (8), 1530–1550. <https://doi.org/10.1002/2015JF003539>.
- McGrath, D.; Sass, L.; O’Neel, S. et al. Interannual Snow Accumulation Variability on Glaciers Derived from Repeat, Spatially Extensive Ground-Penetrating Radar Surveys. *The Cryosphere* **2018**, 12 (11), 3617–3633. <https://doi.org/10.5194/tc-12-3617-2018>.
- McNabb, R. W.; Hock, R. Alaska Tidewater Glacier Terminus Positions, 1948–2012. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **2014**, 119 (2), 153–167. <https://doi.org/10.1002/2013JF002915>.
- Mingo, L.; Flowers, G. E. An Integrated Lightweight Ice-Penetrating Radar System. *Journal of Glaciology* **2010**, 56 (198), 709–714. <https://doi.org/10.3189/002214310793146179>.
- Moon, T.; Joughin, I. Changes in Ice Front Position on Greenland’s Outlet Glaciers from 1992 to 2007. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **2008**, 113 (F2). <https://doi.org/10.1029/2007JF000927>.
- Müller, F. et al. *Perennial Ice and Snow Masses*; IAHS Technical Papers in Hydrology 1; United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO): Paris, 1970.
- Müller, F.; Cafilisch, T.; Müller, G. *Instructions for Compilation and Assemblage of Data for a World Glacier Inventory: Supplement: Identification/Glacier Number*; Zürich: Federal Institute of Technology, 1978.
- Nussbaumer, S. U.; Nesje, A.; Zumbühl, H. J. Historical Glacier Fluctuations of Jostedalsbreen and Folgefonna (Southern Norway) Reassessed by New Pictorial and Written Evidence. *The Holocene* **2011**, 21, 455–471. <https://doi.org/10.1177/0959683610385728>.
- Nuth, C.; Kääb, A. Co-Registration and Bias Corrections of Satellite Elevation Data Sets for Quantifying Glacier Thickness Change. *The Cryosphere* **2011**, 5 (1), 271–290. <https://doi.org/10.5194/tc-5-271-2011>.
- Oerlemans, J. Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records. *Science* **2005**, 308 (5722), 675–677. <https://doi.org/10.1126/science.1107046>.
- O’Neel, S.; McNeil, C.; Sass, L. C. et al. Reanalysis of the US Geological Survey Benchmark Glaciers: Long-Term Insight into Climate Forcing of Glacier Mass Balance. *Journal of Glaciology* **2019**, 65 (253), 850–866. <https://doi.org/10.1017/jog.2019.66>.
- Østrem, G.; Brugman, M. *Glacier Mass-Balance Measurements: A Manual for Field and Office Work*; NHRI Science Report No. 4; Norwegian Water Resources and Energy Administration: Oslo; National Hydrology Research Institute: Saskatoon, Canada, 1991; 224. <https://publications.gc.ca/site/eng/9.608459/publication.html>.
- Paul, F.; Kääb, A.; Maisch, M. et al. The New Remote-Sensing-Derived Swiss Glacier Inventory: I. Methods. *Annals of Glaciology* **2002**, 34, 355–361. <https://doi.org/10.3189/172756402781817941>.
- Paul, F.; Barry, R. G.; Cogley, J. G. et al. Recommendations for the Compilation of Glacier Inventory Data from Digital Sources. *Annals of Glaciology* **2009**, 50 (53), 119–126. <https://doi.org/10.3189/172756410790595778>.
- Paul, F.; Barry, R. G.; Cogley, J. G. et al. *Guidelines for the Compilation of Glacier Inventory Data from Digital Sources*; WGMS-GLIMS-GlobGlacier, 2010. https://globalcryospherewatch.org/bestpractices/docs/paul_guidelines_inventory_2010.pdf.

- Paul, F.; Andreassen, L. M.; Winsvold, S. H. A New Glacier Inventory for the Jostedalsgreen Region, Norway, from Landsat TM Scenes of 2006 and Changes since 1966. *Annals of Glaciology* **2011**, 52 (59), 153–162. <https://doi.org/10.3189/172756411799096169>.
- Paul, F.; Barrand, N. E.; Baumann, S. et al. On the Accuracy of Glacier Outlines Derived from Remote-Sensing Data. *Annals of Glaciology* **2013**, 54 (63), 171–182. <https://doi.org/10.3189/2013AoG63A296>.
- Paul, F.; Winsvold, S. H.; Kääb, A. et al. Glacier Remote Sensing Using Sentinel-2. Part II: Mapping Glacier Extents and Surface Facies, and Comparison to Landsat 8. *Remote Sensing* **2016**, 8 (7), 575. <https://doi.org/10.3390/rs8070575>.
- Paul, F.; Rastner, P.; Azzoni, R. S. et al. Glacier Shrinkage in the Alps Continues Unabated as Revealed by a New Glacier Inventory from Sentinel-2. *Earth System Science Data* **2020**, 12 (3), 1805–1821. <https://doi.org/10.5194/essd-12-1805-2020>.
- Pelto, B. M.; Menounos, B.; Marshall, S. J. Multi-Year Evaluation of Airborne Geodetic Surveys to Estimate Seasonal Mass Balance, Columbia and Rocky Mountains, Canada. *The Cryosphere* **2019**, 13 (6), 1709–1727. <https://doi.org/10.5194/tc-13-1709-2019>.
- Pfeffer, W. T.; Arendt, A. A.; Bliss, A. et al. The Randolph Glacier Inventory: A Globally Complete Inventory of Glaciers. *Journal of Glaciology* **2014**, 60 (221), 537–552. <https://doi.org/10.3189/2014jG13J176>.
- Plewes, L. A.; Hubbard, B. A Review of the Use of Radio-Echo Sounding in Glaciology. *Progress in Physical Geography* **2001**, 25 (2), 203–236. <https://doi.org/10.1177/030913330102500203>.
- Pulwinski, A.; Flowers, G. E.; Bingham, D. Pursuit of Optimal Design for Winter-Balance Surveys of Valley-Glacier Ablation Areas. *Frontiers in Earth Science* **2019**, 7 (199). <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00199>.
- Pulwinski, A.; Flowers, G. E.; Radić, V. et al. Estimating Winter Balance and Its Uncertainty from Direct Measurements of Snow Depth and Density on Alpine Glaciers. *Journal of Glaciology* **2018**, 64 (247), 781–795. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.68>.
- Purdie, H.; Anderson, B.; Chinn, T. et al. Franz Josef and Fox Glaciers, New Zealand: Historic Length Records. *Global and Planetary Change* **2014**, 121, 41–52. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.06.008>.
- Racoviteanu, A. E.; Paul, F.; Raup, B. et al. Challenges and Recommendations in Mapping of Glacier Parameters from Space: Results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) Workshop, Boulder, Colorado, USA. *Annals of Glaciology* **2009**, 50 (53), 53–69. <https://doi.org/10.3189/172756410790595804>.
- Ramsankaran, R.; Pandit, A.; Azam, M. F. Spatially Distributed Ice-Thickness Modelling for Chhota Shigri Glacier in Western Himalayas, India. *International Journal of Remote Sensing* **2018**, 39 (10), 3320–3343. <https://doi.org/10.1080/01431161.2018.1441563>.
- Rau, F.; Mauz, F.; Vogt, S. et al. *Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual*; GLIMS, 2005. http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Glacier-Classification-Manual_V1_2005-02-10.pdf.
- Raup, B.; S. J. S. Khalsa. *GLIMS Analysis Tutorial*; GLIMS, 2010. https://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf.
- Rekstad, J. *Iakttagelser fra bræer i Sogn og Nordfjord*; NGU, 1902. https://openarchive.ngu.no/ngu-xmlui/bitstream/handle/11250/2675062/NGUnr_34_3_Rekstad_s.1-47.pdf.
- RGI Consortium. *Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0, GLIMS Technical Report*; Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS): Boulder, USA, 2017. <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>.
- Rolstad, C.; Haug, T.; Denby, B. Spatially Integrated Geodetic Glacier Mass Balance and Its Uncertainty Based on Geostatistical Analysis: Application to the Western Svartisen Ice Cap, Norway. *Journal of Glaciology* **2009**, 55 (192), 666–680. <https://doi.org/10.3189/002214309789470950>.
- Ruddiman, W. F. *Earth's Climate: Past and Future*, Third edition; W. H. Freeman and Company: New York, 2014.
- Schuler, T. V.; Loe, E.; Taurisano, A. et al. Calibrating a Surface Mass-Balance Model for Austfonna Ice Cap, Svalbard. *Annals of Glaciology* **2007**, 46, 241–248. <https://doi.org/10.3189/172756407782871783>.
- Sigurðsson, O. Glacier Variations in Iceland 1930–1995. From the Database of the Iceland Glaciological Society. *Jökull* **1998**, 45, 3–25. <https://doi.org/10.33799/jokull1998.45.003>.
- Sold, L.; Huss, M.; Hoelzle, M. et al. Methodological Approaches to Infer End-of-Winter Snow Distribution on Alpine Glaciers. *Journal of Glaciology* **2013**, 59 (218), 1047–1059. <https://doi.org/10.3189/2013jG13J015>.
- Sold, L.; Huss, M.; Machguth, H. et al. Mass Balance Re-Analysis of Findelengletscher, Switzerland; Benefits of Extensive Snow Accumulation Measurements. *Frontiers in Earth Science* **2016**, 4 (18). <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00018>.

- Sold, L.; Landmann, J. M.; Borner, J. et al. *Automated Real-time Ice Ablation Readings Using in Situ Cameras and Computer Vision Techniques*; Copernicus, 2021. https://presentations.copernicus.org/EGU21/EGU21-7663_presentation.pdf.
- Talalay, P. G. *Mechanical Ice Drilling Technology*; Springer: Singapore, 2016. <https://doi.org/10.1007/978-981-10-0560-2>.
- Thibert, E.; Blanc, R.; Vincent, C. et al. Glaciological and Volumetric Mass-Balance Measurements: Error Analysis over 51 Years for Glacier de Sarnes, French Alps. *Journal of Glaciology* **2008**, 54 (186), 522–532. <https://doi.org/10.3189/002214308785837093>.
- Thorsteinsson, T. *Distribution of Winter Balance on Hofsjökull Measured with GPR — I. Report* (in Icelandic); Icelandic Meteorological Office, 2016.
- van Beusekom, A. E., O’Neel, S. R., March, R. S. et al. *Re-Analysis of Alaskan Benchmark Glacier Mass-Balance Data Using the Index Method*; 2010–5247; US Department of the Interior, US Geological Survey: 2010; 16. <https://pubs.usgs.gov/sir/2010/5247/>.
- van Tiggelen, M.; Smeets, P. C. J. P.; Reijmer, C. H. et al. A Vertical Propeller Eddy-Covariance Method and Its Application to Long-Term Monitoring of Surface Turbulent Fluxes on the Greenland Ice Sheet. *Boundary-Layer Meteorology* **2020**, 176 (3), 441–463. <https://doi.org/10.1007/s10546-020-00536-7>.
- Weber, P.; Boston, C. M.; Lovell, H. et al. Evolution of the Norwegian Plateau Icefield Hardangerjøkulen since the ‘Little Ice Age.’ *The Holocene* **2019**, 29 (12), 1885–1905. <https://doi.org/10.1177/0959683619865601>.
- Welch, B. C.; Pfeffer, W. T.; Harper, J. T. et al. Mapping Subglacial Surfaces of Temperate Valley Glaciers by Two-Pass Migration of a Radio-Echo Sounding Survey. *Journal of Glaciology* **1998**, 44 (146), 164–170. <https://doi.org/10.3189/S0022143000002458>.
- Welty, E.; Zemp, M.; Navarro, F. et al. Worldwide Version-Controlled Database of Glacier Thickness Observations. *Earth System Science Data* **2020**, 12 (4), 3039–3055. <https://doi.org/10.5194/essd-12-3039-2020>.
- World Glacier Monitoring Service (WGMS). *WGMS Attribute Description*. 2019. <https://wgms.ch/>.
- World Glacier Monitoring Service (WGMS). *Global Glacier Change Bulletin*; No. 4 (2018–2019); Zemp, M.; Nussbaumer, S. U.; Gärtner-Roer, I. et al., Eds.; World Glacier Monitoring Service: Zurich, 2021. https://wgms.ch/downloads/WGMS_GGCB_04.pdf.
- Winsvold, S. H.; Andreassen, L. M.; Kienholz, C. Glacier Area and Length Changes in Norway from Repeat Inventories. *The Cryosphere* **2014**, 8 (5), 1885–1903. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1885-2014>.
- World Meteorological Organization (WMO). *WIGOS Metadata Standard* (WMO-No. 1192). Geneva, 2019.
- Yilmaz, Ö. *Seismic Data Processing*; Society of Exploration Geophysicists: Tulsa, USA, 1987. <https://archive.org/details/seismicdataproc0002yilm/page/n547/mode/2up>.
- Zekollari, H.; Huss, M.; Farinotti, D. On the Imbalance and Response Time of Glaciers in the European Alps. *Geophysical Research Letters* **2020**, 47 (2). <https://doi.org/10.1029/2019GL085578>.
- Zeller, L.; McGrath, D.; Sass, L. et al. Beyond Glacier-Wide Mass Balances: Parsing Seasonal Elevation Change into Spatially Resolved Patterns of Accumulation and Ablation at Wolverine Glacier, Alaska. *Journal of Glaciology* **2022**, 69 (273), 87–102. <https://doi.org/10.1017/jog.2022.46>.
- Zemp, M.; Jansson, P.; Holmlund, P. et al. Reanalysis of Multi-Temporal Aerial Images of Storglaciären, Sweden (1959–99). Part 2: Comparison of Glaciological and Volumetric Mass Balances. *The Cryosphere* **2010**, 4 (3), 345–357. <https://doi.org/10.5194/tc-4-345-2010>.
- Zemp, M.; Nussbaumer, S. U.; Gärtner-Roer, I. et al. *Glacier Mass Balance Bulletin*; No. 11 (2008–2009); World Glacier Monitoring Service (WGMS): Zurich, Switzerland, 2011. https://wgms.ch/downloads/wgms_2011_gmbb11.pdf.
- Zemp, M.; Thibert, E.; Huss, M. et al. Reanalysing Glacier Mass Balance Measurement Series. *The Cryosphere* **2013**, 7 (4), 1227–1245. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1227-2013>.
- Zemp, M.; Frey, H.; Gärtner-Roer, I. et al. Historically Unprecedented Global Glacier Decline in the Early 21st Century. *Journal of Glaciology* **2015**, 61 (228), 745–762. <https://doi.org/10.3189/2015JG15017>.
- Zhang, T.; Wang, W.; Gao, T. et al. Simulation and Assessment of Future Glacial Lake Outburst Floods in the Poiqu River Basin, Central Himalayas. *Water* **2021**, 13 (10), 1376. <https://doi.org/10.3390/w13101376>.
- Zorzut, V.; Ruiz, L.; Rivera, A. et al. Slope Estimation Influences on Ice Thickness Inversion Models: A Case Study for Monte Tronador Glaciers, North Patagonian Andes. *Journal of Glaciology* **2020**, 66 (260), 996–1005. <https://doi.org/10.1017/jog.2020.64>.

За дополнительной информацией просьба обращаться:

World Meteorological Organization

7 bis, avenue de la Paix – P.O. Box 2300 – CH 1211 Geneva 2 – Switzerland

Strategic Communications Office

Тел.: +41 (0) 22 730 83 14

Электронная почта: sra@wmo.int

wmo.int