Ю.К.Васильчук, А.К.Васильчук

Изотопные методы в географии Часть 1. Геохимия стабильных изотопов природных льдов LOMONOSOV'S MOSCOW STATE UNIVERSITY Geography Department

# Yurij K.Vasil'chuk, Alla C. Vasil'chuk

## **ISOTOPE RATIOS IN THE ENVIRONMENT**

## Part 1

# STABLE ISOTOPE GEOCHEMISTRY OF NATURAL ICE

MOSCOW UNIVERSITY PRESS 2011

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени М.В.ЛОМОНОСОВА Географический факультет

# Ю.К.Васильчук, А.К.Васильчук

## ИЗОТОПНЫЕ МЕТОДЫ В ГЕОГРАФИИ

# Часть 1

# ГЕОХИМИЯ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ ПРИРОДНЫХ ЛЬДОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА 2011 УДК 551.345 : 551.343.72 : 551.438.223 ББК 26.36

B 19

#### Рецензенты:

доктор географических наук, профессор, член-корр. РАЕН *В.И.Соломатин*, кандидат геолого-минералогических наук, вед. научн. сотр. ИГЭ РАН *А.Н.Хименков* 

#### Васильчук Ю.К., Васильчук А.К.

#### В 19 Изотопные методы в географии. Часть 1: Геохимия стабильных изотопов природных

льдов. – Учебное пособие – М.: Издательство Московского университета, 2011. – 228 с. ISBN 978-5-211-06205-4

В учебном пособии рассмотрены представления об изотопном фракционировании при конжеляционном льдообразовании. Обобщены современные данные об изотопном составе многолетних снежников на Полярном Урале, на шельфовом леднике Принца Уэльского, на о.Мелвилл, речных льдов в бассейнах рек Лиард и Маккензи, многолетнемёрзлых озёрных льдов в Антарктиде, наледных льдов на Юконе и о.Байлот, морских многолетних льдов моря Лаптевых, Чукотского моря, моря Бофорта и Баффинова залива, а также ледяного шельфа Вард Хант, льдов в пещерах Бортиг, Скаришоара, Абиссо сут Марджине Альто Брегай, Вукушик, Мамонтовой, Добшинской, Монлези и Каверн дель Орс, льдов каменных глетчеров в Штубайских Альпах, Галена Крик, Гринлейк, Фосканьо, мертвых льдов и льдов выводных языков ледников Большой Азау, Джанкуат, Митре Ловенбрин, базальных льдов шельфовых и выводных ледников Восточной Антарктиды, Исландии, Норвегии, куполов Вавилова и Барнса.

Пособие предназначено для студентов, магистрантов и аспирантов гидрологов, океанологов, метеорологов, климатологов, геохимиков ландшафтов, физико-географов, гляциологов, геокриологов, а также может быть полезно специалистам соответствующих специальностей.

## При поддержке гранта РФФИ (11-05-01141) и Федерального агентства по науке и инновациям (госконтракт 02.740.11.0337)

#### Vasil'chuk Yurij K., Vasil'chuk Alla C.

**Isotope Ratios in the Environment. Part 1. Stable isotope geochemistry of natural ice.** Textbook. Moscow: Moscow University Press, 2011. – 228 p.

Experimental results of the isotopic fractionation during freezing and congelation ice formation are considered in the textbook. Current data on the isotope signature of number of natural ice of various origin are reviewed such as: perennial snowpack (initial glaciers) in Polar Ural, snow pits on the Prince of Wales Ice field, perennial snow bank, Melville Island, river ice cover in Liard-Mackenzie River basins, lake ice cover in northern Canada, dry-based Lake Popplewell in South Victoria Land in Antarctica, aufeis of the Firth River Basin, northern Yukon, icing blister development on Bylot Island in the Nunavut, Canada, aufeis in the southwestern Yukon, landfast ice cover in the Laptev Sea, in the Chukchi and Beaufort Seas, in the Ward Hunt Ice shelf, Ellesmere Island, Ice in the northern end of Baffin Bay. Stable isotopic features of the cave ice are reviewed: in the Bortig and Scărișoara Ice Cave, Romania, in the "Abisso sul Margine dell'Alto Bregai" Ice Cave in the Italian Alps, in the Dobsinska Ice Cave, Slovakia, in the Vukušic Ice Cave, Croatia, in the Dachstein Mammoth Cave, Austria, in the Monlesi Ice Cave, Switzerland and in the Caverne de l'Ours Ice Cave, Canada. Stable isotopic features of the ice lens in the rock glaciers: in the Stubai Alps, Austria in the Galena Creek and Green Lake, Colorado, in the Foscagno, Italian Central Alps. Stable isotopic features of the ice of valley glacier tongues and stagnant ice of Bolshoi Azau glacier and Djankuat glacier, Mt. Elbrus area, of the Mt. Chli Titlis, Central Swiss Alps, valley glacier Midtre Lovenbreen, Svalbard and also of the basal ice of the polar ice caps, of the coastal ice margin, East Antarctic, in outlet glaciers of Vatnajökull and Öræfajökull, Iceland, of glaciers in Lyngen, North Norway and of the Vavilov ice cap and Barnes ice cap.

The textbook is intended for undergraduates as well as graduate students. The textbook will help meteorologists, climatologists, geochemists landscapes, physical geographers, geocryologists, glaciologists, geomorphologists, Quaternary geologists and paleoclimatologists to understand natural ice origin.

ISBN 978-5-211-06205-4

Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2011
Географический факультет МГУ, 2011

## Оглавление

Введение
Глава 1. Изотопное фракционирование при
конжеляционном льдообразовании
1.1. Методика выполнения экспериментального
льдовыделения и результаты измерений 13
1.2. Масштаб криогенного фракционирования 22
ГЛАВА 2. Изотопный состав многолетних
снежников 25
2.1. Типы и размеры снежников 25
2.2. Многолетние снежники (эмбриональные ледники)
Полярного Урала 28
2.3. Многолетний снежник на леднике Принца Уэльского,
о.Элсмир 33
2.4. Многолетние снежники острова Мелвилл 37
Глава 3. Изотопный состав речных и озёрных
многолетних льдов и наледей
3.1. Типы речных льдов 47
3.2. Речной лёд на р. Лиард, приток р.Маккензи 51
3.3. Типы озёрных льдов 57
3.4. Лёд на озёрах Северной Канады 58
3.5. Многолетний лёд озера Попплуэлл на Земле
Южной Виктории в Антарктике 60
3.6. Типы наледных льдов 64
3.7. Наледи на р. Фирт, Северный Юкон
3.8. Наледи на о.Байлот на территории Нунавут 76
3.9. Наледи на юго-западном Юконе
Глава 4. Изотопный состав морских
многолетних льдов
4.1. Типы морских льдов
4.2. Айсберги и донный лёд
4.3. Многолетние льды на море Лаптевых
4.4. Многолетние льды на Чукотском море
и море Бофорта 95

4.5. Многолетний морской лёд на ледяном
шельфе Вард Хант97
4.6. Морской лёд на северном побережье моря Бофорта 99
4.7. Морской лёд на севере Баффинова залива
Глава 5. Изотопный состав пещерных льдов 104
5.1. Типы и распространение пещерных льдов 104
5.2. Многолетний лёд в пещерах Бортиг и Скаришоара
в Румынии 110
5.3. Многолетний лёд в пещере "Абиссо Сут Марджине
Детт Альто Брега" в Итальянских Альпах 114
5.4. Многолетний лёд в Добшинской пещере в Словакии 115
5.5. Многолетний лёд в пещере Вукушик в Хорватии 116
5.6. Многолетний лёд в Мамонтовой пещере
в горах Дахштайн в Австрии 118
5.7. Многолетний лёд в пещере Монлези
в Швейцарии119
5.8. Многолетний лёд в пещере Каверн Дельорс
в Квебеке, Канада122
Глава 6. Изотопный состав льдов в каменных
Глава 6. Изотопный состав льдов в каменных и каменно-ледяных глетчерах 125
ГЛАВА 6. Изотопный состав льдов в каменных и каменно-ледяных глетчерах 125 6.1. Типы и распространение каменных глетчеров 125
ГЛАВА 6. Изотопный состав льдов в каменных и каменно-ледяных глетчерах
ГЛАВА 6. Изотопный состав льдов в каменных и каменно-ледяных глетчерах
ГЛАВА 6. Изотопный состав льдов в каменных и каменно-ледяных глетчерах
ГЛАВА 6. Изотопный состав льдов в каменных и каменно-ледяных глетчерах
ГЛАВА 6. Изотопный состав льдов в каменных и каменно-ледяных глетчерах
ГЛАВА 6. Изотопный состав льдов в каменных и каменно-ледяных глетчерах
ГЛАВА 6. Изотопный состав льдов в каменных и каменно-ледяных глетчерах
ГЛАВА 6. Изотопный состав льдов в каменных и каменно-ледяных глетчерах
ГлАВА 6. Изотопный состав льдов в каменных и каменно-ледяных глетчерах
ГлАВА 6. Изотопный состав льдов в каменных и каменно-ледяных глетчерах
ГлАВА 6. Изотопный состав льдов в каменных и каменно-ледяных глетчерах
ГлАВА 6. Изотопный состав льдов в каменных и каменно-ледяных глетчерах
ГлАВА 6. Изотопный состав льдов в каменных и каменно-ледяных глетчерах
Глава 6. Изотопный состав льдов в каменных и каменно-ледяных глетчерах

Глава 8. Изотопный состав базального льда	
полярных ледников	169
8.1. Строение базального льда	169
8.2. Базальный лёд шельфовых и выводных ледников	
Восточной Антарктиды	173
8.3. Базальный лёд ледников Исландии	
8.4. Базальный лёд ледников Норвегии	
8.5. Базальный лёд ледникового купола Вавилова	
и купола Барнса	205
Литература	211
Приложения	

## **TABLE OF CONTENTS**

Introduction11
Chapter 1. Isotopic fractionation during congelation
ice growth13
1.1. Method used for experimental ice growth and
Experimental results13
1.2. Isotopic fractionation during freezing
Chapter 2. Stable isotopic features of the perennial
snowpacks 25
2.1. Types of snowpacks
2.2. Perennial snowpacks (initial glaciers) in Polar Ural
2.3. Snowpits on the Prince of Wales Icefield,
Ellesmere Island33
2.4. Perennial Snowbank, Melville Island
Chapter 3. Stable isotopic features of the river ice,
the lake ice and the aufeis
<i>3.1. Types of river ice</i>
3.2. River ice cover in Liard-Mackenzie River Basins
<i>3.3. Types of lake ice</i>
3.4. Lake ice cover in northern Canada
3.5. The ice cover of a dry-based Lake Popplewell,
South Victoria Land in Antarctica
3.6. Types of the aufeis
3.7. Aufeis of the Firth River Basin, northern Yukon71
3.8. Icing blister development on Bylot Island, Nunavut,
<i>Canada</i>
3.9. Aufeis in the southwestern Yukon
Chapter 4. Stable isotopic features of the landfast ice 80
4.1. Types of sea ice
4.2. Icebergs and anchor ice
4.3. Landfast ice cover in the Laptev Sea
4.4. Landfast ice cover in the Chukchi and Beaufort Seas95
4.5. The ice in the Ward Hunt Ice shelf, Ellesmere Island97
4.6. Fast ice in the Coastal Region of the Beaufort Sea
4.7. Landfast Sea Ice in the northern end of Baffin Bay 101

Chapter 5. Stable isotopic features of the cave ice 10	04
5.1. Types of cave ice	04
5.2. Cave ice deposits in the Bortig and	
Scărișoara Ice Cave, Romania1	10
5.3. Cave ice deposits in the "Abisso sul Margine	
dell'Alto Bregai" Ice Cave in the Italian Alps 1	14
5.4. Cave ice deposits in the Dobsinska Ice Cave, Slovakia 1	15
5.5. Cave ice deposits in the Vukušic Ice Cave, Croatia1	16
5.6. Cave ice deposits in the Dachstein Mammoth Cave, Austria 1	18
5.7. Cave ice deposits in the Monlesi Ice Cave,	
Switzerland1	19
5.8. Cave ice formations in the Caverne de l'Ours Ice Cave,	
Canada12	22
Chapter 6. Stable isotopic features of the ice lens	
in the rock glaciers 12	25
6.1. Types and spatial distribution of the "ice-cemented"	
rock glaciers	25
6.2. Rock glaciers in the Stubai Alps, Austria	33
6.3. Rock glacier in the Galena Creek	
and Green Lake, Colorado1	37
6.4. Rock glacier in the Foscagno, Italian Central Alps1.	39
Chapter 7. Stable isotopic features of the ice	
of valley glacier tongues and stagnant ice	43
7.1. The ice of valley glacier tongues and stagnant ice	43
7.2. The ice of the tongue and stagnant ice of Bolshoi Azau	
glacier. Mt. Elbrus area 14	50
7.3. The ice of the Diankuat glacier. Mt. Elbrus area	58
7.4. Cold ice cover of the Mt. Chli Titlis. Central Swiss Alps 1	63
7.5. Polythermal valley glacier Midtre Lovenbreen.	
Svalbard	65
Chapter 8. Stable isotopic features of the basal ice	
of the polar ice caps	69
8 1 Rasal ice structure 1	69
8 ? Rasal ico of the coastal ico margin Fast Antarctic 1'	73
8.3. Stratified hasal ice in outlet olaciers of Vatuaiökull and	15
Öræfajökull Icoland	98
Стијијонин, 100шни I.	10

8.4. Basal ice near the margins of glaciers in Lyngen,	
North Norway	203
8.5. Basal ice of the Vavilov and Barnes ice caps	205
Bibliography	211
Appendix	224

### Введение

Природные льды – это льды, образующиеся на поверхности суши, в атмосфере и в литосфере при температуре ниже 0°С. Природные льды подразделяются на три класса: конжеляционные, осадочные и метаморфические. По характеру залегания делятся на атмосферные, наземные, плавучие и подземные. По времени существования делятся на сезонные и многолетние. По своему происхождению делятся на морские, материковые и пресноводные. По месту положения они подразделяются на морские, озерные и речные.

Атмосферный лёд образуется из паров воды в воздухе или на различных поверхностях. Включает в себя частицы льда, взвешенные в атмосфере и выпадающие на поверхность, а также ледяные кристаллы и твердый налет, образующийся на предметах.

Внутриводный лёд формируется при скоплении первичных пластинчатых и игольчатых кристаллов внутриводного образования, возникающих в толще воды при ее переохлаждении и последующем отводе количества теплоты кристаллизации. Формы внутриводного образующегося на камнях, скалах ИЛИ льда, отдельных металлических предметах на дне прибрежного мелководья В позднеосеннее время образуют донный лёд.

Одним из оптимальных путей изучения условий образования природных льдов является исследование распределения стабильных изотопов кислорода и водорода в их толще. В настоящее время изотопные исследования выполнены далеко не во всех видах природных льдов. Помимо повторно-жильных льдов (Васильчук, 1992, 2006; Соломатин, 1996; Буданцева, 2006; Meyer et al., 2002, 2010; Schirrmeister et al., 2008, 2010, 2011; Wetterich et al., 2009), хорошо изучены льды горных ледников (Thompson, 2010) и керны ледниковых покровов Гренландии (Dansgaard, 2004) и Антарктиды (Котляков, Гордиенко, 1982; Lorius et al., 1985; Jouzel et al., 1987; Petit et al., 1999; Pol et al., 2010; Masson-Delmotte et al., 2011), материалы по которым обобщены в учебнике Ю.К.Васильчука и В.М.Котлякова (2000). Менее детально, особенно в отечественной литературе, охарактеризованы речные, изотопически озерные И морские поверхностные припайные и плавучие льды, пещерные льды, а также льды выводных ледников, продуцирующих айсберги, или прямо перекрываемые мореной и переходящие в состояние погребенного

11

мертвого льда, а также базальный лед, залегающий в основании ледников, и льды каменно-ледяных глетчеров. Между тем они весьма широко распространены в природе и во многих случаях изучение их изотопного состава привело к получению весьма любопытных новых выводов об их природе и об условиях их формирования. Это побудило В адаптированной форме обобщить состояние нас исследований этих льдов в рамках предлагаемого учебного пособия. Нам представляется, что новые выводы о природе этих льдов и условиях их формирования, полученные с применением изотопногеохимических методов, будут интересны как студентам И кругу специалистов, широкому которым аспирантам, так И приходится исследующим эти криосферные явления. Думается, что помогут и решению смежных ЭТИ данные задач, например, раскрытию проблемы генезиса мощных пластовых ледяных залежей.

Учебное пособие подготовлено на кафедрах геохимии ландшафтов и географии почв, криолитологии и гляциологии, а также в лаборатории геоэкологии Севера географического факультета, и в лаборатории региональной инженерной геологии и рационального использования геологической среды геологического факультета Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова.

Новый материал изотопных исследований получен в 2008-2011 гг., после создания на географическом факультете по инициативе декана, академика РАН Н.С.Касимова изотопно-геохимического центра, оснащённого современным масс-спектрометром Delta V.

Искренне благодарим профессора В.И.Соломатина и ведущего научного сотрудника А.Н.Хименкова за обстоятельные и ценные советы при рецензировании рукописи.

Глубоко благодарим Надежду Буданцеву и Юлию Чижову за постоянную помощь, поддержку и совместные полевые и лабораторные работы.

## ГЛАВА 1. Изотопное фракционирование при конжеляционном льдообразовании

Лабораторное определение изотопного фракционирования при промерзании воды и конжеляционном льдовыделении весьма важно для оценки влияния этого фактора на различия изотопного состава в природных льдах. Как известно, при промерзании воды более тяжёлые молекулы воды первыми переходят в лёд, и вначале формируется изотопически более тяжёлый лёд, чем исходная вода. Оставшаяся водная фаза при этом должна изотопически облегчаться. Но это в теории, а на практике при интерпретации состава природных льдов, характеризующихся различным изотопным составом, т.е. более лёгким и более тяжёлым, нередко возникают сомнения, и часто исследователи дают противоположные ответы, какая часть льда замёрзла раньше. В связи с этим и возникла идея в эксперименте посмотреть последовательное изменение изотопного состава льда и воды на разных стадиях конжеляционного льдообразования.

### 1.1. Методика выполнения экспериментального льдовыделения и результаты измерений

Нами выполнен относительно простой и легко воспроизводимый лабораторный эксперимент по всестороннему промораживанию воды (промораживаемая вода представляет собой воду Московского водопровода с исходным значением  $\delta^{18}O = -12,3\%$ ) в 4 колбах объёмом 1,5 л при температуре ниже –10°С в течение 1 суток. При этом задавалось разное время промораживания, что приводило к промерзанию различных объемов воды. В первой фазе опыта отбор воды и образовавшегося льда был выполнен через 4 и 7 часов. За это время перешло в лёд от 50 до 60% воды. Затем оставшаяся вода (из которой был изъят лёд) также была проморожена, в процессе чего произошло дополнительное изотопное фракционирование. Растаявший лёд также был подвергнут повторному промораживанию. Такая процедура изъятия образовавшегося льда была повторена трижды.

В результате был получен целый ряд образцов при различных режимах промораживания. Наиболее важно, что в результате льдообразования формируется изотопически более тяжёлый лёд, а в жидкой фазе остаётся изотопически более лёгкая вода.

При дальнейшем промерзании из этой более лёгкой оставшейся формируется изотопически более лёгкий лёд. чем лёд. волы образовавшийся на первой стадии. Аналитические определения Н.А.Буданцевой Ю.Н.Чижовой выполнялись И В лаборатории стабильных изотопов географического факультета ΜΓУ имени М.В.Ломоносова на масс-спектрометре Delta-V.

промораживание Через 4 часа В колбах было двух приостановлено. Из воды и изо льда (имевших примерно одинаковую массу) были отобраны две пары образцов. При этом значения  $\delta^{18}$ О в образцах воды из обеих колб составили -12,7‰, а во льду -11,2 и т.е. произошло фракционирование (рис. 1.1, -11,4%a), при конжеляционном льдообразовании, достигающее 1,3-1,5%. В двух других колбах аналогичная процедура была выполнена через 7 часов, когда масса льда примерно вдвое превысила массу воды.

Из этой пары колб также были отобраны две пары образцов, значения  $\delta^{18}$ О в образцах воды равны -12,9 и -13,1‰, а во льду соответственно -11,3 и -11,2‰, т.е. здесь фракционирование при конжеляционном льдообразовании составило 1,6-1,9‰.

Таким образом, уже при одностадийном частичном промораживании было получено существенное последовательное изотопное обогащение воды, остающейся в результате льдообразования, составившее по отношению к первичной воде до промораживания через 4 часа в среднем 0,4‰, а через 7 часов – 0,7‰.

Затем мы несколько усложнили схему льдообразования. Первый блок образцов представляла остающаяся вода (рис. 1.1, б), а второй – формирующийся лёд (рис. 1.1, в).

В первом блоке эксперимента из воды, промерзавшей 7 часов, был изъят лед, и вода вновь подверглась промораживанию примерно в течение 2 часов, в результате была получена вода со значениями  $\delta^{18}O = -13,8$  и -13,5‰, т.е. ещё более облегчившаяся на 0,7 и 0,6‰.

После второго изъятия льда оставшаяся вода вновь подверглась промораживанию, в результате частичного промерзания и образования льда получены два образца воды со значениями  $\delta^{18}$ O, равными –13,9 и –13,7‰, т.е. вода стала легче ещё на 0,1 и 0,2‰.

После третьего изъятия льда оставшаяся вода вновь подверглась промораживанию, в результате частичного промерзания и образования льда получены два образца воды со значениями δ<sup>18</sup>O равными –14,4 и –14,1‰, т.е. вода стала легче ещё на 0,5 и 0,9‰.



Рис. 1.1. Последовательное криогенное фракционирование при льдообразовании экспериментальном конжеляционном (при температуре  $-10^{\circ}$ C), выражающееся в изменении значений  $\delta^{18}$ O в формирующемся льду и в непромёрзшей части воды (по Ю.К.Васильчуку, 2011а): а – при однократном промерзании в течение 4 и 7 часов, б – в непромёрзшей части воды при последовательном удалении образующегося льда, в – во льду через 7 часов промерзания оттаивания и повторного промерзания при удалении И после оставшейся непромёрзшей воды

После четвёртого удаления льда вода была опять проморожена только в одной из колб, и получена еще более лёгкая вода со значением  $\delta^{18}O = -14,6\%$ , что на 2,3‰ легче, чем взятая исходная вода из Московского водопровода.

Во втором блоке эксперимента лёд, сформировавшийся в течение 7 часов и имевший значения  $\delta^{18}O = -11,2$  и -11,3%, был отделён от оставшейся воды, подвергся таянию и вторичному частичному промораживанию. В результате было получено два образца льда со значениями  $\delta^{18}O = -10,6\%$ , т.е. он стал изотопически тяжелее на 0,6-0,7‰ (рис. 1.1, в). Таким образом, если сравнить наиболее тяжёлый лёд, полученный в эксперименте, с самой лёгкой водой, то разница значения  $\delta^{18}O$  составила 4‰. Это и есть результат изотопного фракционирования при промораживании замкнутого объёма воды с последовательным удалением льда.

Наш эксперимент (Васильчук, 2011а) дополняет результаты ранее выполненных работ такого плана данными изотопного фракционирования, происходящего при повторном промораживании образованного и оттаявшего льда.

Одними из первых работ, в которых была выполнена оценка изотопного фракционирования при промораживании свободной воды, были публикации Р.Вестона (Weston, 1955) и Дж.Пози и Х.Смит 1957). публикации были (Posey, Обе Smith, ЭТИ посвящены исследованию изотопных констант равновесия между промерзающей водой и льдом. Р.Вестон установил, что при температуре 0°С лёд обогащается дейтерием на 19,2‰ по сравнению с водой, с которой он находится в равновесии (Weston, 1955), Дж.Пози и Х.Смит показали, коэффициент фракционирования изотопов водорода ЧТО между промерзающей водой и льдом равен 1,0211 (Posey, Smith, 1957).

В исследовании Дж.О'Нила показано, что при температуре 0°С лед обогащается дейтерием на 18,7‰ по сравнению с водой, а тяжёлым кислородом – на 3,0‰ (O'Neil, 1968).

Впоследствии был опубликован ещё ряд работ с данными по коэффициентам фракционирования при промерзании воды (Arnason, 1969; Stewart, 1974; Lehmann, Siegenthaler, 1991; Maekawa, 2004; Lee et al., 2010 и др.).

М.Стюарт установил, что при промерзании при температуре –10°С фактор фракционирования между льдом и водой для дейтерия равен 1,024, а для тяжёлого кислорода 1,0022 (Stewart, 1974).

Остановимся несколько подробнее на экспериментальных результатах, полученных М.Леманом и У.Зигенталером (Lehmann, эксперименте, Siegenthaler. 1991). В ИХ выполненном использованием 0,8 л цилиндра (с внутренним диаметром 9 см и высотой 15,5 см), в котором постоянно вращался пропеллер (рис. 1.2), лел формировался в изотопном равновесии, так как скорость промерзания была ИЛИ сопоставима co скоростью равна перемешивания воды. Максимальная скорость промерзания была Эксперименты (Lehmann, мм/час. Siegenthaler. 1991) около 9 показали, что если скорость промерзания незначительно мала по сравнению со скоростью перемешивания, то изотопный градиент установится в воде непосредственно на разделе вода-лед, так что лед не находится в изотопном равновесии со всем объемом хорошо Если перемешиваемой воды. ИЗОТОПНО положительный поток направлен справа налево, то в уравновешенном состоянии изотопный состав приходящей воды, в граничном слое справа (рис. 1.3) при х = х<sub>0</sub> должен быть эквивалентен изотопному составу уходящей воды слева, что дает возможность ориентировочно зафиксировать взаимодействие между водой и льдом.

$$W (R_{w\infty} - 2R_{w0}) + v_f R_{w\infty} = v_f \alpha R_{w0} \qquad (1.1),$$

где  $R_{w\infty}$  и  $R_{w0}$  изотопное соотношение всего объема воды к воде в плоскости взаимодействия вода-лед;  $v_f$  – скорость промерзания; w – переходная скорость (коэффициент) при перемешивании между x = 0 и  $x = x_b$  промерзания. Для системы вода-лёд установлено (Lehmann, Siegenthaler, 1991), что лед обогащается дейтерием на 21,2‰ по сравнению с водой, а тяжёлым кислородом на 2,91‰ (табл. 1.1).

Фракционирование зависит от скорости промерзания. Согласно Д.Ласелю (Lacelle, 2011), если скорость промерзания медленнее, чем скорость диффузии, то происходит активная диффузия дейтерированных молекул воды и молекул, обогащенных тяжелым кислородом в направлении фронта промерзания. Это приводит к неодинаковому фракционированию тяжёлого водорода и тяжёлого кислорода. Фракционирование тяжёлого кислорода между жидкой фазой и льдом при этом превышает 3‰ (рис. 1.4).

Согласно уравнению Релея для изотопного фракционирования при промерзании жидкой воды (Lacelle, 2011), первая порция льда будет обогащена <sup>18</sup>О на 3‰ и D на 20‰.



Рис. 1.2. Аппаратура, использовавшаяся М.Леманом и У.Зигенталером для измерений фракционирования между водой и льдом (Lehmann, Siegenthaler, 1991)



**Рис. 1.3.** Распределение изотопов в воде и образующемся льду в граничном слое. Из М.Лемана и У.Зигенталера (Lehmann, Siegenthaler, 1991)



Рис. 1.4. Изменение изотопного фракционирования ( $\epsilon$ ) в зависимости от изменения параметров. Из Д.Ласеля (Lacelle, 2011): А – скорость промерзания намного выше, чем коэффициент диффузии HDO и  $H_2^{18}O$ ; Б – скорость промерзания немного выше, чем коэффициент диффузии HDO и  $H_2^{18}O$ ; В – скорость промерзания приблизительно равна коэффициенту диффузии HDO и  $H_2^{18}O$ 

**Таблица 1.1.** Величина эффекта фракционирования изотопов кислорода и водорода, полученные в различных экспериментах для системы вода-лед (из Ю.К.Васильчука, 2011а)

Автор	Эффект фракционирования, ‰		
	<sup>18</sup> O	$^{2}\mathrm{H}$	
Posey, Smith, 1957	—	$21,1 \pm 0,7$	
O'Neil, 1968	$3,0 \pm 0,1$	$18,7 \pm 0,9$	
Arnason, 1969	—	$20,8 \pm 0,7$	
Beck, Munich, устное	2,87	21,2	
сообщение, 1988 г.			
Lehmann, Siegenthaler,	$2,91 \pm 0,3$	$21,2 \pm 0,4$	
1991			
Васильчук (2011а)	До 4,0, при неоднократ-	—	
	ном льдообразовании-		
	протаивании		

При продолжении процесса промерзания изотопный состав получающегося льда будет становиться все легче и легче, поскольку изотопный состав остаточной воды стремится к более низким значениям.

Если из промерзающего объёма лёд не удалять, то вода будет становиться всё легче и лёд, из неё формирующийся, также будет легче, чем лёд, сформировавшийся из первоначальной воды (рис. 1.5, а).



**Рис. 1.5.** Вариации содержания изотопов в воде и во льду в равновесных условиях промерзания воды: а) по  $\delta^{18}$ O; б) изменение величины d<sub>exc</sub>; в) по соотношению  $\delta^{18}$ O и  $\delta$ D; г) по соотношению  $\delta$ D и d<sub>exc</sub>. Фракционирование рэлеевского типа, исходные значения воды  $\delta^{18}$ O= -25‰,  $\delta$ D = -190‰; 1 – по данным Дж.O'Нила (O'Neil, 1968); 2 – по данным Т.Сузуки и Т.Кимуры (Suzuoki, Kimura, 1973)

При промерзании воды наблюдается также последовательный рост величины дейтериевого эксцесса  $d_{exc}$ . Когда остаточная вода будет составлять 50% значения  $d_{exc}$ . почти достигают 10‰, а при дальнейшем снижении доли остаточной воды значения  $d_{exc}$  возрастают до 12‰ и даже 17‰ (см. рис. 1.5, б).

С уменьшением мощности граничного слоя, который уменьшается при увеличении скорости промерзания воды (рис. 1.6, а), фактор фракционирования уменьшается. Также снижается при увеличении скорости промерзания воды величина коэффициента соотношения между  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  (рис. 1.6, б), однако величина этого изменения по данным разных экспериментов всё же не превышает 0,5‰.



Рис. 1.6. Эффект изменения скорости промерзания, мощности граничного слоя и значений  $\delta^{18}$ О на: а) фактор фракционирования (1000 ln  $\alpha^{18}$ O); б) величину коэффициента регрессии между значениями  $\delta$ D и  $\delta^{18}$ O; в) фактор фракционирования (1000 ln  $\alpha^{18}$ O); г) величину коэффициента регрессии: значение  $\alpha$ : 1 – по T.Suzuki, T.Kimura (1973); 2 – по J.R.O'Neil (1968)

При более низких значениях  $\delta^{18}$ О исходной воды, изменяющихся от –15 до –30‰, значение фактора фракционирования снижается (рис. 1.6, в), а величина коэффициента соотношения между  $\delta$ D и  $\delta^{18}$ О снижается более существенно (рис. 1.6, г).

Если скорость промерзания возрастает, то роль коэффициента диффузии снижается и фракционирование тяжёлого кислорода намного менее 3‰. При увеличении скорости промерзания также снижаются значения коэффициента регрессии между значениями  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  (рис. 1.7, а) и между значениями  $d_{exc}$  и  $\delta D$  (рис. 1.7, б).



**Рис. 1.7.** Изменение коэффициента соотношения  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  (а) и d<sub>exc</sub> и  $\delta D$  (б) при изменении скорости промерзания, для воды разного исходного изотопного состава, и меняющейся мощности граничного слоя: Из Д.Ласеля (Laccelle, 2011): 1 – по Т.Suzuki, Т.Kimura (1973); 2 – по J.R.O'Neil (1968)

Даже столь краткий обзор выполненных экспериментальных исследований показывает, что значения фактора фракционирования несколько меняются при изменении условий эксперимента, однако для кислорода он обычно варьирует от 2,87 до 3‰, а для дейтерия от 18,7 до 21,2‰ (см. табл. 1.1).

Данные наших экспериментальных работ находятся в хорошем соответствии с результатами предшественников. Последовательный отбор льда и повторное его протаивание-промерзание позволили несколько расширить диапазон значений фактора фракционирования.

Это представляется крайне важным, прежде всего, для анализа данных изотопного состава в пластовых и текстуроформирующих льдах, в криопэгах, в газогидратах, где условия формирования существенное изотопное фракционирование весьма определяют (Васильчук, 1992). Поэтому характер распределения значений  $\delta^{18}$ О и криогенных δD систем быть В этих видах может хорошим индикатором условий их образования.

### 1.2. Масштаб криогенного фракционирования

Проявление эффекта существенного криогенного фракционирования было отмечено (Васильчук, 1992) в линзовидных льдах у пос. Гыда и в текстуроформирующих льдах у пос. Кулар. Линзовидные льды близ пос. Гыда залегали в виде 4 ярусов, каждая линза была мощностью до 0,3–0,4 м, длиной 6–8 м. Такое криогенное строение было проинтерпретировано Ю.К.Васильчуком (2011б), как гомогенная внутригрунтовая многоярусная линзовидная залежь инфильтрационно-сегрегационного типа.

 $\delta^{18}$ O Широкий диапазон колебаний в ЭТИХ пластах (изменяющихся от -33,8 до -16,2‰) указывает на промерзание в условиях закрытой системы с незначительным подтоком воды извне. Здесь отмечаются сравнительно низкие средние значения  $\delta^{18}$ O (равные -20%). Близкие к этим средним значения  $\delta^{18}$ О (варьирующие от -19,9 до -22,6‰) отмечены и в сингенетических повторножильных льдах, рассекающих линзы льда. Однако видимый диапазон вариаций  $\delta^{18}$ О здесь не превысил 2,7‰, тогда как в пластовых вследствие линзовидных льдах фракционирования при сегрегационном льдообразовании в закрытой системе он превысил 17‰. Это в полной мере подтверждает предположение (Васильчук, 1992) об инфильтрационно-сегрегационном генезисе ледяных линз.

В разрезе Куларского ледового комплекса (междуречье Яны и Омолоя) значения  $\delta^{18}$ О В мощных повторно-жильных льдах варьировали от -32,6 до -30,0%. Значение  $\delta^{18}$ О в сегрегационных пластовых льдах, подстилающих едому, равно -23,5%, в линзе сегрегационного льда, залегающей в средней части едомы значение δ<sup>18</sup>О составило –24,4‰. В текстурообразующем льду шлиров значения  $\delta^{18}$ О, как правило, изменяются от -25,3 до -22,1‰. В одном из образцов текстурообразующего льда получено экстремально низкое значение δ<sup>18</sup>O, равное -35,6‰ (Васильчук, 1992). Эта отрицательная аномалия не может быть объяснена внезапным резким похолоданием, так как по значениям  $\delta^{18}$ О в сингенетических жильных льдах этого не зафиксировано. Природа этой аномалии, по нашему мнению, та же, что и у пластов в Гыде, – это результат последовательного изотопного фракционирования при промерзании и сегрегационном формировании текстурообразующих льдов.

Полученное нами в ходе эксперимента двукратное превышение эффекта криогенного фракционирования по результатам всего лишь 2-4 циклов промерзания-протаивания (см. табл. 1.1), позволяет предположить, что в природе в результате многих сотен (а иногда и тысяч) повторяющихся циклов промерзания-протаивания при конжеляционном, инфильтрационном или сегрегационном

23

льдообразовании в замкнутом объёме деятельного слоя или внутримерзлотного талика такой эффект фракционирования может составить десять и более промилле по кислороду.

Интересны данные эксперимента, выполненного М.Накаво и др. (Nakawo et al., 1983) по исследованию изотопного фракционирования при образовании кристаллов глубинной изморози во влажном снегу. В лабораторном эксперименте, в изотермических условиях при 0°C измерялся изотопный состав жидкой твердой И фаз смесей, состоящих из изотопически более легкого антарктического снега и более тяжелой местной воды, изотопически более тяжелого снега из Саппоро и более легкой талой воды из антарктического снега. Было установлено, что диффузия из изотопически более тяжёлой воды не приводит к заметному изотопному утяжелению новых кристаллов снега, так как одновременно с их ростом в раствор переходит более лёгкая вода, образующаяся при таянии части снежных кристаллов, поэтому новые кристаллы изотопически подобны исходным.

Изотопное фракционирование особенно явно проявляется при медленном длительном охлаждении В условиях относительно высоких отрицательных температур промерзающей водонасыщенной толщи. Поэтому изменение изотопного состава пластовых или текстурообразующих льдов в одном и том же разрезе на 3-4‰ и даже на 10-15‰ можно, конечно, объяснить и образованием их из первично изотопически различающихся "лёгких" и "тяжёлых" вод, а правило, нужно связывать эффектом И, как С можно, последовательного криогенного фракционирования при промерзании замкнутого талика.

Задачей ближайших экспериментальных исследований нам видится выполнение аналогичных экспериментов в воде более лёгкого изотопного состава, в сильнозасолённой воде, в воде с разной скоростью промерзания.

В результате выполненных нами экспериментальных работ по изучению изотопного фракционирования при конжеляционном льдообразовании установлено:

- Формирующийся лёд всегда изотопически тяжелее исходной воды не менее чем на 1-3‰ по кислороду.
- В результате изотопного фракционирования при промораживании замкнутого объёма воды, даже в простом эксперименте достаточно легко достигается разница значений δ<sup>18</sup>О между льдом и водой в 4‰.

### Глава 2. Изотопный состав многолетних снежников

### 2.1. Типы и размеры снежников

Снежники - это скопления снега, фирна и льда в горных и равнинных районах, сохраняющиеся дольше окружающего снежного покрова (сезонные снежники) или в течение всего года (постоянные снежники, "перелетки"). Последние обычны в местах, защищенных от ветра или солнечных лучей, на крутых склонах, у их подножия или под гребнями и бровками террас, в ложбинах, нишах и карах, а в полярных районах также в виде гигантских сугробов. Постоянные снежники - образования, переходные между сезонным снежным покровом и ледниками, от которых отличаются меньшими размерами, недолговечностью, отсутствием разделения на области питания и стаивания и отчётливых признаков движения. Особую разновидность представляют собой лавинные снежники, долго сохраняющиеся и в незащищенных местах, из-за большой массы выбросов снега.

Формирование снежников связано условиями рельефа, С направлением снего-ветровых потоков воздуха, с наличием лотков, по которым сходят снежные лавины. Метелевый перенос снега и горные лавины, две основные причины образования снежников, способствуют естественной концентрации снега в понижениях. Снежники встречаются практически всюду, где формируется устойчивый снежный покров. На равнинах снежники встречаются в оврагах и балках, береговых уступах, у подножий гряд и холмов. В горных районах повышенная концентрация метелевого и лавинного хребтов. снега происходит на подветренной стороне горных моренных гряд и холмов, в днищах долин, каров, цирков, трогов, конусах выноса лавин, на уступах и у подножий склонов, уступах речных и озёрных террас, в верховьях оврагов, карстовых воронках.

В зависимости от генезиса и морфологических особенностей Г.К.Тушинский (1963) выделял:

- навеянные снежники;
- снежники речных, озёрных и морских террас;
- снежники в углублениях ледниковых долин;
- снежники карнизов (гребней, хребтов и бровок плато);
- лотковые снежники;
- снежники структурных склонов;
- снежники подножия склонов.

По длительности существования в тёплый период В.М. Котляков (Гляциологический словарь, 1984) выделяет: 1) весенние; 2) летние и 3) снежники-перелетки: а – перелетовывающие (существующие не менее одного тёплого сезона) и б – многолетние (существующие неопределённо долгое время).

Под снежниками всех типов находятся мёрзлые породы: под сезонные, И летними \_ под перелетками весенними \_ многолетнемёрзлые. В их основании расположен ледяной горизонт. После полного стаивания сезонных снежников сезонномёрзлые породы исчезают. По периферии нижнего края снежника происходит выклинивание сезонномёрзлых пород на расстояние 2-4 м, на глубине 10-20 см от поверхности. В отличие от ледников у снежников отсутствует ИЛИ совершенно ничтожно движение И нет морфологической дифференциации на области питания и абляции.

У краёв и у нижней поверхности снежников в тёплое время года температура близка к 0°С. При повышении температуры появляется вода, которая смачивает подстилающий грунт и проникает в трещины подстилающей породы, при понижении температуры вода замерзает. Многократные колебания температуры грунта, появление воды и её замерзание приводят к разрушению подстилающих пород. Мелкозём выносится из-под снежника струйками талой воды. В большинстве случаев у нижнего края снежника образуются плывунные грунты, которые медленно скользят по уклону, увлекая за собой более крупный обломочный материал. Сохраняя долгое время температуру 0°С, снежники способствуют консервации сезонномёрзлых пород.

Размеры снежников могут быть значительны, от десятков метров до первых километров. Толщина сезонных снежников 2-5 м (до 7 м), снежников-перелётков 5-10 м.

В условиях обильного снегонакопления (до 20 м) и медленного таяния, особенно в криолитозоне, мощность снежников может достигать 10-20 м. Такой мощный снежник был встречен нами на пове Дауркина, близ оз. Коолень на востоке Чукотки (рис. 2.1).

Нередко мощные снежники формируются под термоабразионными берегами, при ЭТОМ нижняя ИХ часть, зоне воздействия находящаяся В морских ИЛИ озёрных вод, пропитывается водой и сравнительно быстро превращается в лёд. В тех случаях, когда обрывистые термоабразонные берега сложены льдом, вновь сформировавшийся из снежника пласт льда часто трудно отличим от многолетнего подземного льда.

26



Рис. 2.1. Мощный (высотой около 10 м) многолетний снежник на пове Дауркина, близ оз. Коолень, Восточная Чукотка.

Фото Ю.К.Васильчука

Как правило, верхняя часть толщи снежника-перелётка состоит из снега, в нижних, более глубоких горизонтах переходящего в фирн. При залегании на более крутых склонах, особенно на теневых, снежники могут принимать вид снежной осыпи, окаймленной по нижнему краю мореноподобным валом из щебня, который скатывается по наклонной поверхности снега с вышележащей части склона.

Данный тип фирновых пятен представляет уже как бы переход к следующему типу – ледники ступенеобразных поверхностей у подножия крутых склонов. Этот тип оледенения представляет скопление фирна и льда, опирающегося на узкую поверхность структурных террас и других пологих площадок на крутых склонах.

Передний край ледника лежит в пределах пологой поверхности террасы или достигает её бровки, где образуются спускающиеся вниз короткие лопасти. Наличие бергшрунда, протягивающегося вдоль верхнего края ледника, свидетельствует о наличии движения. Мощность подобного ледника обычно небольшая, благодаря чему неровности скалистого ложа сказываются на поверхности, образуются трещины, среди которых преобладают поперечные (Щукин, 1964). На некоторых склонах многолетние снежники сохраняются, поскольку у подножий этих склонов накапливается столько снега, что поступления тепловой энергии летом не хватает для таяния этого снега. По окончании сезона таяния остатки снега и льда перекрываются новым слоем снега в течение следующей зимы. Большие снежники обычно связаны с нивальными нишами, особенно в горных районах.

В снег может попасть органика, которую можно датировать. Изменения объёма многолетних снежников, периоды их накопления деградации могут указывать на изменение климата. Изотопный И небольших многолетних И эмбриональных состав снежников анализа кратковременных использовать ледничков можно ДЛЯ изменений климата.

Задачи изотопного исследования многолетних снежников следующие:

- о выявить диапазон вариаций  $\delta^{18}$ O и  $\delta$ D многолетних снежников;
- о рассчитать среднее значения  $\delta^{18}$ О и  $\delta D$ ;
- о исследовать вертикальное распределение δ<sup>18</sup>O и δD в многолетних снежниках;
- установить сезонность осадков, из которых сформированы многолетние снежники.

### 2.2. Многолетние снежники (эмбриональные ледники) Полярного Урала

В 2000 г. Ю.К.Васильчуком, Ю.Н.Чижовой и Н.А.Буданцевой был изучен многолетний снежник - небольшой присклоновый ледник (ледник №1) на склоне хр. Малый Пайпудынский (прил. 1), располагающийся в каре на склоне юго-восточной экспозиции, мощностью около 1 м.

Изо льда и перекрывающего снега получены парные (изотопы кислорода и водорода) изотопные значения (табл. 2.1, 2.2, 2.3). Отчетливо выражена слоистость льда: мощность черных загрязненными горизонтов 3–5 см, мощность незагрязненных слоев – около 15 см. Размеры ледника около 50 м в длину и 20 м в ширину.

Поверхность ледника загрязнена минеральной и биологической пылью. На момент изучения таяние было весьма активно, поэтому поверхность льда вся была в бороздах таяния и ручейках воды.

**Таблица 2.1**. Изотопный состав снега Полярного Урала, июнь 1999 года

Полевой	Место	Глубина	Состав образца	δ <sup>18</sup> <b>O</b> , ‰
номер	отбора	отбора		
образца				
370-YuV/1	Снежник	С поверх-	Снег белый	-20,7
	на склоне	ности		
370- YuV /2	восточной	5 – 10 см	Снег белый	-20,8
	экспозиции		уплотненный	
370- YuV /3	у пос.	20-28 см	Снег белый	-19,9
	Полярный.		уплотненный, на	
	Шурф гл.		гл. 26-28 см	
	60 см.		горизонт	
			разрыхления	
370- YuV /4		28-40 см	Снег белый	-18,8
			уплотненный,	
			кристаллы	
			оплавленные,	
370- YuV /5		40-45 см	Ледяная корка	-18,2
370- YuV /6		45 – 60 см	Глубинная	-17,4
			изморозь,	
			кристаллы до 8	
			MM	

В 700 м восточнее ледника №1 расположен ледник №2. Размеры его около 30 м в длину и 10 в ширину, он расположен на склоне северной экспозиции, на 50 м ниже ледника №1.

Ледник №2 присклоновый, по его поверхности стекают несколько ручьев. Ручей, в который стекают талые воды ледника, вниз по склону становится мощнее и является водосбором 5–6 ледников долины.

Значения  $\delta^{18}$ О во льду ледника №1 варьируют от –12,6‰ до –16,03‰ (см. табл. 2.1, 2.2),  $\delta D$  – от –96,7‰ до –115,1‰. Примечательно, что значения дейтериевого эксцесса достаточно низки, в среднем составляя 6–7‰, самое высокое значение  $d_{exc}$  составляет 13,1‰ в горизонте темного льда у ручья, самое низкое значение  $d_{exc} = 4,7$ ‰ во льду на глубине 25–30 см.

**Таблица 2.2.** Изотопный состав снега и льда многолетних снежников (эмбриональных ледников), располагающихся на склоне хр. Малый Пайпудынский, Полярный Урал. Определения выполнены Э.Соннинен в изотопной лаборатории Хельсинского университета

Полевой	Место	Глубина	Состав образца	δ <sup>18</sup> O, ‰
номер	отбора	отбора,		
образца	пробы	СМ		
381-YuV/1	Ледник №1	1-10	Лед	-14,6
381-YuV/2		10-15	Лед	-14,4
381-YuV/3		15-20	Лед	-14,4
381-YuV/4		20-25	Белый	-13,7
			пузырчатый лед	
381-YuV/5		25-30	Голубовато-се-	
			рый лёд	
381-YuV/6		25-30 см,	Лед	-13,7
		но ниже по		
		склону		
381-YuV/7		30-35	Лед	-14,1
381-YuV/8		35-40	Лед	-13,5
381-YuV/9		40-50	Лед	-13,5
381-YuV/10		50-60	Серовато-белый	-13,9
			лед	
381-YuV/11		70-80	Лед у ручья,	-15,4
			темный	
381-YuV/12	Ручей на	Поверх-	Вода	-11,5
	леднике №1	ность		
		ледника		
381-YuV/13	Ледник №2	Поверх-	Лед,	-12,3
		ность	пропитанный	
		ледника	водой,	
			рыхловатый,	
	-		белого цвета	
381-YuV/14		10-15	Серовато-белый	-12,6
			лед	
381-YuV/15	Ручей на	Поверх-	Вода	-13,5
	леднике №2	ность		
		ледника		

**Таблица 2.3.** Изотопный состав снега и льда многолетних снежников (эмбриональных ледников), располагающихся на склоне хр. Малый Пайпудынский, Полярный Урал. Определения выполнены В.Папешем в изотопной лаборатории Арсенал в г.Вене

Полевой	Глубина	Состав образца	δD,	δ <sup>18</sup> O,	d <sub>exc</sub> ,
номер	отбора,		‰	%0	<b>%</b> 0
образца	СМ				
		Ледник №1			
381-YuV/1	1-10	Лед	-103,7	-13,95	7,9
381-YuV/2	10-15	Лед	-101,5	-13,32	5,1
381-YuV/3	15-20	Лед	-103,8	-14,26	10,3
381-YuV/4	20-25	Белый пузырчатый			
		лед	-97,6	-13,20	8,0
381-YuV/5	25-30	Голубовато-серый,			
		прозрачный лед	-97,9	-13,19	7,6
381-YuV/6	25-30,	Лед			
	ниже по				
	склону		-96,7	-12,67	4,7
381-YuV/7	30-35	Лед	-98,7	-13,18	6,7
381-YuV/8	35-40	Лед	-97,7	-13,06	6,8
381-YuV/9	40-50	Лед	-97,1	-13,00	6,9
381-YuV/10	50-60	Серовато-белый			
		лед	-97,9	-13,17	7,5
381-YuV/11	70-80	Лед у ручья,			
		темный	-115,1	-16,03	13,1
381-YuV/12	Поверх-	Вода			
	ность				
	ледника		-83,9	-12,12	13,1
Ледник №2					
381-YuV/13	Поверх-	Лед, пропитанный			
	ность	водой, рыхлова-			
		тый, белого цвета	-88,2	-11,69	5,3
381-YuV/14	10-15	Серовато-белый			
		лед	-91,3	-12,77	10,9
381-YuV/15	Поверх-	Вода			
	ность				
	ледника		-92,4	-13,02	11,8





**Рис. 2.2.** Соотношение  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D во льду многолетних снежников (эмбриональных ледничков), располагающихся на склоне хр. Малый Пайпудынский, Полярный Урал (а) и в снеге зимы 2000 г. (б)

Во льду ледника №2 получены значения  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D и дейтериевого эксцесса, близкие к таковым в леднике №1. Но на поверхности ледника №2 был отмечен наиболее изотопически "теплый" лед со значениями  $\delta^{18}$ О = -11,69‰ и  $\delta$ D = -88,2‰. Вариации  $\delta^{18}$ О в ледниковом льду составляют 4‰, а  $\delta$ D – 17‰.

Возможно, что высокие значения  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D и низкие значения дейтериевого эксцесса по сравнению со снегом Полярного Урала свидетельствуют о процессах изотопного фракционирования при льдообразовании. Данные присклоновые ледники представляют собой эмбриональные формы, льдообразование на которых происходит по конжеляционному типу (образование наложенного льда), при котором лед формируется из талой воды, и, возможно, неоднократно подвергается таянию и повторному замерзанию.

На графике соотношения  $\delta^{18}O - \delta D$  образцы льда помещены относительно глобальной линии метеорных вод, два образца талой воды хорошо ей соответствуют, а соотношение во льду лучше характеризуется линией с меньшим наклоном (рис. 2.2, а).

Соотношение дейтерия и тяжелого кислорода для льда Полярного Урала соответствует уравнению  $\delta D = 6,89\delta^{18}O - 6,319$ . Такой наклон линии и величина свободного члена говорят о процессах изотопного фракционирования при льдообразовании.

Однако, локальная линия метеорных вод, полученная для зимнего свежевыпавшего снега Полярного Урала, также имеет наклон меньше 8 (рис. 2.2, б) и описывается уравнением  $\delta D = 7,59\delta^{18}O + 5,66$  (Чижова, 2006). Очевидно, что проникновение талой воды в снежную толщу является основной причиной сглаживания изотопного сигнала в снежной толще. В слое глубинной изморози в снежниках Полярного Урала наблюдается рост изотопных значений.

### 2.3. Многолетний снежник на леднике Принца Уэльского, о.Элсмир

Т.Моран и Ш.Маршалл (Moran, Marshall, 2009), изучая на о.Элсмир многолетний снежник на леднике Принца Уэльского, также пришли к выводу о снижении контрастности изотопного сигнала в снежной толще даже в условиях Высокой Арктики. Ледник занимает площадь 19325 кв. км на высотных отметках от 1400 м до 1730 м над уровнем моря. Образцы снега отбирались из снежного покрова в зоне абляции ледника.

Все исследованные снежники были пробурены до ледникового льда. Стратиграфически прослежены одни и те же горизонты. Для того, чтобы снивелировать различия в мощности снежной толщи, результаты условно приведены относительно водного эквивалента и пронумерованы (рис. 2.3).



**Рис. 2.3.** Изменения изотопного состава многолетнего снежника на леднике Принца Уэльского в зоне абляции ледника (78°48'с.ш., 79°43'з.д.) на о.Элсмир (по Т. Moran, S.Marshall, 2009): 1, 2, 3, 4 – точки отбора образцов с юго-запада на северо-восток

Значения  $\delta^{18}$ О в снежнике изменяются от –24,6‰ до –31,03‰. Среднее значение  $\delta^{18}$ О = –28,01‰. Во всех изотопных профилях наблюдается снижение амплитуды сезонного изотопного сигнала, сопровождающееся увеличением значений  $\delta^{18}$ О.

Метаморфизм снега на поверхности арктических припайных льдов оказывает воздействие на изотопный состав образующейся глубинной изморози. Это явление отмечено М.Джефрисом и Х.Краузе (Jeffries, Krouse, 1987), которые пробурили 23 снежника до льда вдоль северного побережья о.Элсмир.

Средняя толщина снега составила 0,54 м, среднее значение  $\delta^{18}$ О = -31,3‰, при этом  $\delta^{18}$ О в снежной толще изменяется от -42,0‰ до -18,9‰, для слоя глубинной изморози отмечается резкое увеличение значений  $\delta^{18}$ О (рис. 2.4).

В каждом разрезе снежника выше слоя глубинной изморози залегает слой плотного гранулированного снега плотностью от 0,3 до 0,4 мг/м<sup>3</sup>. Во многих снежниках изотопный сдвиг совпадает с верхом прослоя глубинной изморози. Как только снег достигает поверхности грунта, начинается процесс метаморфизма.

При формировании глубинной изморози глубокие слои снега теряют более подвижные изотопы <sup>16</sup>О из-за движения пара вверх, в то время как в верхнем слое содержание изотопов <sup>16</sup>О становится выше. Средняя величина  $\delta^{18}$ О при этом не меняется.

Поскольку сезонная изморозь обычное явление для снежного покрова высоких широт, очевидно, что изотопный эффект, связанный с нею, будет наблюдаться повсюду.

Полученное в работе М.Джефриса и Х.Краузе (Jeffries, Krouse, 1987) среднее значение для снежного покрова  $\delta^{18}O = -31,3\%$  чутьчуть ниже значений  $\delta^{18}O$  в осадках вдоль побережья островов Королевы Елизаветы (табл. 2.4).

После конца ноября, когда устанавливается ледовый покров в Арктике, количество осадков резко сокращается. Это проявляется на изотопных диаграммах снежного покрова, как резкий скачок и бимодальное распределение значений  $\delta^{18}$ О. Вероятно, осадки формирующиеся при испарении воды Северного Ледовитого океана, играют гораздо большую роль как источник влаги, чем это предполагалось ранее.

Зимой снежный покров в низменных областях Канадского Арктического архипелага, как правило, маломощный и площадь снежного покрова быстро уменьшается в течение весны.

35

**Таблица 2.4.** Изотопный состав снежников на припайных льдах вдоль северного побережья о.Элсмир, Канадский Арктический архипелаг (по М.О. Jeffries, H.R. Krouse, 1987)

№ образца	Глубина отбора,	Количество образцов	δ <sup>18</sup> O <sub>cp</sub> , ‰	Диапазон значений
001	M 0.25	6	20.5	$\delta^{10}\mathbf{O}, \mathbf{\%}$
82-1	0,25	5	-30,5	-36, 7 - 25, 1
83-1	0,35	5	-30,3	-35,524,0
83-2	0,63	6	-31,6	-35,229,7
83-3	0,45	5	-34,1	-37,826,1
83-4	0,60	7	-33,3	-37,024,1
83-5	0,55	6	-30,7	-34,422,8
83-6	0,33	6	-29,1	-35,823,2
83-7	0,90	5	-30,5	-38,621,4
83-8	0,60	7	-30,7	-39,5 <b>-</b> -19,4
83-9	0,52	6	—	-36,823,8
84-1	0,70	10	-32,1	-38,621,8
84-2	0,51	9	-31,9	-38,219,0
84-3	0,44	7	-32,1	-36,022,7
84-4	0,40	7	_	-35,420,0
84-5	0,74	6	_	-39,821,8
84-6	0,70	5	-29,8	-37,221,3
84-7	0,50	5	-31,3	-39,023,3
84-8	0,58	6	_	-39,122,0
85-1	0,58	8	-32,3	-42,024,5
85-2	0,62	8	_	-32,221,7
85-3	0,37	3	_	-36,118,9
85-4	0,54	4	_	-24,423,0
85-5	0,58	4	_	-36,725,1
	Средняя		Среднее	Общий
	глубина		значение	диапазон
	0,5 м		-31,3	-42,0-18,9

За последние две недели июля остатки снега занимают менее 1% от площади поверхности в большинстве западных и центральных частей Арктического архипелага.

36


**Рис. 2.4.** Изменения изотопного состава многолетнего снежника на припае северного побережья о.Элсмир от мыса Нансена (на западе) до бухты Клементс Маркхам (на востоке), стрелкой показано местоположение слоя глубинной изморози, ось ординат проведена в точке  $\delta^{18}O = -30\%$ , для отдельных скважин приведены средние значения  $\delta^{18}O$  (по М.О. Jeffries, H.R. Krouse, 1987)

#### 2.4. Многолетние снежники острова Мелвилл

Э.Левковичем и Д.Харри исследовано внутреннее строение и изотопный состав многолетних снежников острова Мелвилл на северо-западе Канады (Lewkowicz, Harry, 1991).

Наблюдения были выполнены в августе 1987 г. Многолетний снежник расположен на 74° 57' с.ш., 107° 19' з.д., примерно в 3 км к северу от Росс-Пойнт. Он накопился с подветренной стороны 36метрового склона и в конце зимы имел мощность около 10 м в самой глубокой части (рис. 2.5).

Зимой он имеет длину около 1 км и ширину до 150 м, но летом абляция снижает его площадное распространение примерно на одну треть и восточной части он становится тонким.

Одним ИЗ признаков, ЧТО данный снежник является многолетним, служит его наличие аэрофотоснимках, на датированных июлем 1959 г. Нижний край снежника расположен в 800 м от берега на высоте около 12 м над уровнем моря, под ним залегают морские голоценовые отложения. Морские отложения на высоте 22 м в Росс Пойнт были датированы 7565 ± 235 лет, следовательно, многолетние снежники стали развиваться после этого.



**Рис. 2.5.** Поперечное сечение многолетнего снежника на о.Мелвилл, по результатам исследований с помощью теодолита в 1986 и 1987 гг. (из A.Lewkowicz, D.Harry, 1991): 1 – съемка 25.06.1986; 2 – съемка 19.08.1987; 3 – поверхность скального ложа

Климат района исследований в деталях не известен но, вероятно, он аналогичен климату района станции Ри-Пойнт, расположенной в 70 км от восточного побережья острова Мелвилл. Среднегодовая температура –17,2°С, температура зимой часто ниже –40°С. Лето прохладное, только три месяца в году температура выше нуля. Количество зимних снегопадов невелико, снег перераспределяется под воздействием преобладающих ветров с северо-запада и северо-северо-запада. Следовательно, многолетние снежники в исследуемом районе расположены с южной подветренной стороны склона, протягивающегося с востока на запад. В июле 1986 г. средняя температура воздуха на высоте Росс Пойнт была ниже на 1,7°С, чем средняя многолетняя температура для станции Ри Пойнт.

Обе станции близки к берегу, их климат летом, вероятно, очень похож. Следовательно, температуры, зарегистрированные в Росс-Пойнт, были ниже среднего уровня в результате неустановившихся погодных условий, характерных для этих районов летом 1986 г.

Бурение было проведено в конце сезона абляции (19-20 августа), когда на поверхности снежника не оставалось зернистого снега (см. рис. 2.5).

Исследование показало, что поверхность абляции была на 1,5-2,0 м ниже, чем 7 августа 1986 г. Были пробурены три скважины. Скв. 1 пробурена в центральной части снежника и достигла глубины 1,1 м. Скв. 2 была пробурена в 0,5 м выше скв. 1, она достигла скалистого основания на глубине 2,38 м (рис. 2.6).



Рис. 2.6. Разрезы скважин № 1, 2, 3 в толще многолетнего снежника, о. Мелвилл на северо-западе Канады (из А.Lewkowicz, D.Harry, 1991): 1 – образцы на изотопный анализ, 2 – образцы органики и минеральных частиц, 3 – образцы на анализ содержания трития, 4 – четкие прослои; 5 – диффузные прослои; 6 – слоистый лёд; 7 – чистый лёд

глубине 3 достигла 5,67 Скважина основания на М. керн был BO трех скважинах. Непрерывный получен всех Концентрации трития были определены для 20 образцов из скв.3,  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D были определены для 20 образцов из скв.3, и для 11 образцов из скв. 1 и 2 (Lewkowicz, Harry, 1991).

Количество органических веществ в ледяных кернах было слишком мало для стандартного <sup>14</sup>С анализа, но четыре образца из скв.3 были датированы методом ускорительной масс-спектрометрии.

Строение снежника. Керн всех трех скважин состоит изо льда со слоистой структурой, где перемежаются с разной периодичностью горизонты, содержащие минеральные и органические вещества. Слоистость выражена также прослоями чистого и молочного льда, мощность прослоев варьирует в диапазоне от 3 до 20 мм, в которых изменяется форма и размер газовых включений (см. рис. 2.6).

Размеры пузырьков колеблются от 0,1 мм до 1,5 мм, их форма изменяется от сферической к уплощенной и к весьма неопределенной.

Минеральные и органические включения находятся во льду, как в виде отдельных частиц, так и в виде тонких прослоев до нескольких мм в толщину, а также в рассеянном и взвешенном состоянии, что приводит к бежевой или коричневой окраске льда.

Минеральные частицы в кернах из скв. 1 и 2 – мелкий песок. Керн из скв. 3 также содержал прослои с гравием и галькой до 50 мм. Органические частицы включали фрагменты лишайников, листья и стебли сосудистых растений.

Лед в основании многолетних снежников формируется в течение нескольких периодов за счёт наращивания базального льда, а в самом нижнем слое снежника, основанием для наращивания базального льда может быть лёд или мерзлый грунт. В течение сезона таяния 1986 г. образовалось 0,5-0,7 м нового базального льда в средней и нижней частях многолетнего снежника.

Значения  $\delta^{18}$ О для снега и льда скв. 1, 2 и 3 варьируют от -24 до -33‰ (рис. 2.7), что свидетельствует о значительном диапазоне температур выпадения осадков. В состав многолетних снежников входит лишь небольшое количество летних осадков. Изотопные различия сглаживаются, так как талая вода в процессе роста (ледяной корки) базального льда В толще снега вновь кристаллизуется с различной концентрацией изотопов.



**Рис. 2.7.** Распределение значений δ<sup>18</sup>О в многолетнем снежнике, о.Мелвилл на северо-западе Канады (из A.Lewkowicz, D.Harry, 1991): 1 – скв. 1; 2 – скв. 2 и 3

В верхних 1,5 м значения  $\delta^{18}$ О похожи во всех скважинах, но ниже этой глубины они различаются. Эти различия, возможно, указывают на то, что отдельные слои льда могли сохраниться только в центральной части снежника, а в краевых его частях они уничтожены таянием (Lewkowicz, Harry, 1991).

Значения  $\delta D$  в снежнике изменяются от –259 до –181‰. Уравнение регрессии  $\delta D \kappa \delta^{18} O$  имеет коэффициент 8,7, что указывает на то, что фракционирования в снежнике при метаморфизме снега почти не происходило, и что лед формируется непосредственно из атмосферных вод.

В многолетнем снежнике после начала формирования базального льда перемещение трития должно стать минимальным, изза непроницаемости базального льда. Концентрация трития в образцах из скв. 3 составляет от <6 до 72 ТЕ (тритиевых единиц) (рис. 2.8).



Рис. 2.8. Концентрация трития в скв. 3 в многолетнем снежнике на о. Мелвилл на северо-западе Канады (из A.Lewkowicz. D.Harry, 1991): 1 – эоловый слой. 2 – диффузный эоловый материал, 3 – намывной слой

Все концентрации измерены с точностью до  $\pm 8$  TE, так что значение <6 может соответствовать значениям от 0 до 14 TE. В верхних 1,4 м керна концентрация трития колеблется от 8 до 32 TE, в интервале от 1,4 до 3,6 м значения концентрации трития от 37 до 72 TE и на глубинах ниже 3,6 м четыре образца имеют значения <6 и один образец 12 TE (Lewkowicz, Harry, 1991).

Для сравнения с колебаниями трития в снежнике были использованы вариации трития в осадках Росс Пойнт и данные по Оттаве. Расчетные концентрации трития увеличивались с середины 1950-х годов по 1963 год, максимума надземных испытаний ядерных бомб, затем они стали быстро снижаться до 1972 года, а после медленно снижаться вплоть до настоящего времени. Эти тенденции в известной мере затушёвываются сезонными колебаниями концентрации трития, достигающими максимума летом и минимума зимой (Lewkowicz, Harry, 1991).

Полученные из верхних 1,4 м керна значения концентрации трития от 8 до  $32 \pm 8$  ТЕ попадают в диапазон среднемноголетних зимних значений после 1976 г. Концентрации от 37 до  $72 \pm 8$  ТЕ в центральной части керна соответствуют зимним значениям 1959-62 и 1966-76 гг. Лёд с высокой концентрацией трития, которая должна была образоваться в 1963-65 гг. отсутствует, скорее всего, он мог протаять. Низкие концентрации трития в нижних 2 м керна указывают на то, лед сформировался до 1957 г. Следовательно, многолетние снежники существуют непрерывно в течение, по крайней мере, последних 30 лет.

Материал включений в снежники попадает двумя путями. Вопервых, это эоловые отложения вещества в периоды сильных ветров летом, когда источник областей дефляции свободен от снега.

Частицы, попавшие в снег этим путем, представлены хорошо отсортированным мелким песком, их максимальная концентрация 315 г/м<sup>2</sup>. Максимальная концентрация органики в этих слоях составляет 11 г/м<sup>2</sup> (Lewkowicz, Harry, 1991).

Эоловые слои могут представлять один год эолового осадконакопления при росте поверхности из-за положительного баланса снега или несколько лет при деградации поверхности. В последнем случае, некоторые прослои могут быть вымыты изо льда.

Можно предположить, что отдельные эоловые слои в керне сформировались при росте снежника, так как наблюдения в 1986 г. показали, что слой эоловых осадков накопился на поверхности чистого снега.

Второй потенциальный источник материала - крутой склон над снежником. Он последовательно обнажается при таянии снежника. Обнажение склона от снега за год могло превышать в длину 80 м.

В условиях оттаивания грунта под многолетним снежником, материал из протаявшего слоя может попасть на поверхность снежника в виде намывного слоя. Четыре слоя в разрезе скв. 3 на глубине 3,05, 3,70, 3,95 и 4,20 м, скорее всего, отложились именно этим способом. Все они характеризуются высокой концентрацией минеральных и органических частиц (2445 - 27 717 г/м<sup>2</sup> и 83 - 1438 г/м<sup>2</sup>, соответственно).

Минеральные частицы, как правило, плохо отсортированы, встречаются включения гравия, песка, обломки песчаника с до 50 мм в диаметре, поэтому эоловые процессы не могут быть причиной привноса этого вещества.

Четыре образца органического материала из керна были отобраны для радиоуглеродного анализа для установления возраста снежника (табл. 2.5).

**Таблица 2.5.** Радиоуглеродный возраст органических прослоев в керне скважины 3 в снежнике на о. Мелвилл на северо-западе Канады (из A.Lewkowicz, D.Harry, 1991)

Глубина, м	Лабораторный номер образиа	Описание	Возраст, лет
1,35-1,45	TO-1386	Органический детрит из сочетания намывного и родового просноя	$7810 \pm 250$
5,47-5,55	TO-1140	Органический детрит из диффузного эолового	$1750 \pm 110$
5,60-5,65	TO-837	прослоя Органический детрит из диффузного эолового	$3230 \pm 50$
5,65-5,67	TO-1141	Органический детрит из диффузного эолового прослоя	$1960 \pm 70$

Отсутствие временной последовательности в датах подтверждает вывод о том, что детрит не подходит для установления возраста снежника. Очевидно, что в эоловом органическом материале довольно высока концентрация древней органики.

Фактический возраст льда до уровня 1957 г., т.е. ниже 3,65 м, не известен, но он содержит еще четыре слоя диффузных осадков и два различных селевых события. Непрерывное существование снежника на протяжении многих лет также подтверждается путем измерения энергетического баланса с 1986 г.

Общая энергия, поглощенная поверхностью снежника с конца июня до 9 августа, составила 506 МДж/м<sup>2</sup>, а для всего летнего сезона общая поглощенная поверхностью энергия составляет 559 МДж/м<sup>2</sup>. Таяние 1 м льда в многолетнем снежнике требует около 270 МДж/м<sup>2</sup>. Для полного протаивания снега, накопленного зимой 1986 г., требуется примерно в 3,5 раза больше энергии в течение лета. Плотные прослои снега и ледяные корки, образовавшиеся в результате протаивания и повторного замерзания, также тормозят дальнейшее таяние.

Измерения энергетического баланса позволяют предположить, что в современных климатических условиях эти снежники полностью протаять не могут. Глубокое протаивание связано как с высокими температурами летом, так и с малоснежными зимами.

Следовательно, лед в многолетних снежниках формируется в результате последовательного наложения годовых слоев базальных льдов. Этот лед имеет ряд отличительных характеристик, которые позволяют определить подобные льды в ископаемом состоянии: это хаотически ориентированные воздушные пузырьки, малые размеры кристаллов и наличие минеральных и органических прослоев.

На основании изменения концентрации трития в периоды роста и таяния снежников, получен вывод (Lewkowicz, Harry, 1991), что поверхность снежников в Росс Пойнт постепенно снижалась. До 1957 г. его мощность была 3,65-5,65 м.

В период между 1958 г. и 1962 г. мощность снежника снизилась до 3,30-3,65 м; между 1968 и 1976 гг. снежник протаял до мощности 1,40-3,30 м; после 1983 г. мощность снежника составила 1,40 м. Из-за значительного летнего протаивания лёд 1963 г. – года атмосферного пика трития отсутствует.

Повышение средней температуры летом в Арктике в результате глобального потепления климата могло лишь незначительно влиять на размеры снежника в Росс Пойнт. Самое теплое лето в последние четыре десятилетия (в 1983 г.) не привело к заметному снижению его поверхности.

Энергетический баланс показывает, что изменения снежности может быть гораздо более существенным для баланса массы, чем изменения приходящей энергии летом. Если потепление климата сопровождается снежностью, вполне возможно, что многолетние снежники будут даже увеличиваться в размерах (Lewkowicz, Harry, 1991). Исследование изотопного состава многолетних снежников позволило установить, что:

- На снежниках и эмбриональных ледничках Полярного Урала значения δ<sup>18</sup>О изменяются от –11 до –17‰. Диапазон вариаций значений δ<sup>18</sup>О составляет 4-5‰, в основном 1‰. Диапазон вариаций значений δD составляет 50‰. Значения дейтериевого эксцесса в толще снежников и ледничков на Полярном Урале в среднем составляют 6–7‰, самое высокое значение дейтериевого эксцесса равно 13,1‰, самое низкое = 4,7‰.
- Присклоновые ледники Полярного Урала представляют собой эмбриональные формы, льдообразование которых на происходит по конжеляционному типу, при котором лед формируется из талой воды, и, возможно, неоднократно подвергается таянию и повторному замерзанию. Вертикальное распределение  $\delta^{18}$ О и  $\delta D$  – однопиковое. Позитивный сдвиг приходится на прослой глубинной изморози. Вся вода снежников имеет атмосферное происхождение, в основном это зимние осадки. Соотношение дейтерия и тяжелого кислорода для ледничков и снежников Полярного Урала соответствует уравнению  $\delta D = 6,89 \cdot \delta^{18} O - 6,319$ .
- В снежниках на о-ве Элсмир диапазон вариаций значений δ<sup>18</sup>О варьирует от -42,0‰ до -18,9‰, среднее значение в разных частях острова изменяется от -28 до -31,3‰. Вертикальное распределение δ<sup>18</sup>О может быть как мономодальным, так и бимодальным. Резкое увеличение значения δ<sup>18</sup>О отмечается для слоя глубинной изморози, что связано с процессами метаморфизма снежного покрова. Вода, из которой образовался лед, имеет атмосферное происхождение, в основном это осадки зимнего сезона.
- В многолетнем снежнике на о.Мелвилл значения δ<sup>18</sup>О варьируют от -24 до -33‰. Значения δD в снежнике изменяются от -181 до -259‰. Вертикальное распределение δ<sup>18</sup>О и δD двухпиковое (бимодальное).

# Глава 3. Изотопный состав речных и озёрных многолетних льдов и наледей

#### 3.1. Типы речных льдов

Речные льды образуются в реках при кристаллизации воды в поверхностном и глубинных слоях, смерзании находящегося на ледяном покрове и пропитанного водой снега, замерзании выступающей на лёд воды (в результате промерзания реки или растекания по льду воды мелких притоков).

Различают ледяные покровы спокойных и движущихся вод. Для ледяных покровов спокойных вод по разрезу выделяется несколько слоев, не считая снежного покрова и продуктов его преобразования. Для ледяного покрова в целом характерно увеличение размеров кристаллов вниз по разрезу и наличие горизонтально-слоистой текстуры, созданной различным содержанием воздуха.

С образования первичного льда начинается ледостав. В России ледостав на реках, как и установление снежного покрова, движется с северо-востока на юго-запад. На средней Оби он наступает примерно в середине ноября, на средней Волге и Днепре – в середине декабря.

В период ледостава нарастание толщины льда идет сначала быстро, но затем по мере его утолщения и, особенно, увеличения на нем снежного покрова оно замедляется (Котляков, 2002).

Сроки появления и исчезновения льда, его количественные характеристики определяются гидрометеорологическими условиями холодного времени года, гидравлическими свойствами потока и морфологическими характеристиками русла (География..., 2006).

На реках азиатской части России, северо-восточной части Китая, Аляски и значительной части Канады ледостав устанавливается в октябре-ноябре, а на реках европейской части России, Скандинавии, северных штатов США и юго-восточной Канады – в ноябре-декабре. Продолжительность ледостава на европейской части России изменяется от 2 месяцев на юго-западе до 7 месяцев на северовостоке, а в азиатской части России – от 5 месяцев в южных районах Сибири и Дальнего Востока до 8 месяцев на реках Крайнего Севера.

От 3 месяцев на юге до 8 месяцев на Крайнем Севере покрыты льдом реки Канады и Скандинавии, 6-8 месяцев – реки Аляски. В районах со сравнительно высокими температурами зимой – в Южном Казахстане и Средней Азии, на Кавказе, в странах Центральной и Юго-Восточной Европы, в северных штатах США ледостав неустойчив, здесь зимой бывают кратковременные, а иногда повторные замерзания и вскрытия рек (Котляков, 2002).

Нарастание льда на реках сильно зависит от скорости и интенсивности перемешивания воды, а также от величины грунтового питания реки. Чем меньше приток относительно теплых грунтовых вод, тем быстрее растет лед на реках. Поэтому в Сибири, где зимний грунтовый сток мал, ледяной покров на реках, в частности, внутриводный лед, растет.

В Якутии при задержке ледостава толщина льда становится больше, так как при очень низких температурах воздуха ледообразование на открытой воде идет значительно быстрее, чем под ледяным покровом.

Толщина льда, намерзающего за зиму снизу, в низовьях Волги, Дона и Днепра, где температура января равна –5...–10°С, составляет примерно 0,5 м, на реках средней полосы европейской части России около 1 м, а на сибирских реках изредка превышает 1,5 м. Это кажущееся несоответствие между большой разницей температуры, которая в низовьях Лены в январе достигает –40°С, и гораздо меньших различий толщины льда объясняется все более медленным ростом льда по мере увеличения его толщины. В среднем на Лене толщина льда равна 196 см, на Оленеке 171, на Индигирке 167 и на Яне 153 см (Котляков, 2002).

Если скорость течения воды в реке превышает 0,3 м/с, либо в водоеме происходит волнение силой в два балла и более, водные массы интенсивно перемешиваются и переохлаждение захватывает их целиком. В этом случае лед образуется не только у поверхности, но и на разных глубинах, вплоть до дна. Первичные ледяные кристаллы возникают на ядрах кристаллизации, которыми в воде могут быть частицы взвешенных наносов.

По внешнему виду внутриводный представляет собой лед рыхлую Кристаллы губчатую, массу. льду расположены BO беспорядочно, между ними встречаются прослойки воды, примеси ила, песка, мелкой гальки. Всплывая на поверхность, внутриводный лед имеет вид снежно-белых комьев разной формы. На равнинных реках, озерах и водохранилищах внутриводный лед имеет форму пластинок неправильной округлой формы диаметром 1-2 мм и толщиной до 1 мм. На горных реках с быстрым течением, кроме пластинчатой формы, встречаются кристаллы чечевицеобразной и

шарообразной форм. На реках Ангаре, Енисее, Нарыне диаметр кристаллов внутриводного льда нередко превышает 1 см.

Кристаллизация переохлажденной воды происходит и на дне северных рек (Kempema et al., 1993, 2001; Stickler, Alfredsen, 2009; Kempema, Ettema, 2011) и озер (в том числе на дне Байкала), при этом образуется донный лед. Донный лед определяется Всемирной метеорологической организацией, как "погруженный лед, скрепленный с дном, независимо от природы его формирования". Донный лед наиболее часто наблюдаются в руслах быстрых рек в период сильных холодов, в устьях рек, впадающих в очень холодную морскую воду, во время или после грозы, когда температура воздуха ниже точки замерзания воды.

Наиболее интенсивно донный лед формируется на небольших горных реках в периоды сильных похолоданий, особенно много его на крупных валунах. Это рыхлый, пористый, пластинчатый губчатый лед, образующийся перед ледоставом на дне. Донный лед нередко образуется на погруженных в воду предметах, и в том числе на якорях, поэтому его иногда называют якорным льдом. Донный лед, как правило, образуется в воде, не покрытой льдом. По мере утолщения ледяные массивы всплывают на поверхность, иногда вместе с мелкими предметами, галькой, песком и др. Всплывший на поверхность воды донный лед называют шорохом, салом, шугой, шушкой, юдой. В прибрежной зоне юго-западного берега озера зимой формируется донный лед четырёх различных Мичиган морфологических типов. Он примерзает ко дну, сложенному песком, гравием, валунами обычно на глубинах до 4 м. Хотя максимальная глубина формирования донного льда может быть и намного больше. Всплываюший лонный лёд доставляет большое количество примёрзших нижней поверхности осадков, К которые затем переносятся льдинами в другие части озера Мичиган. Объём переносимого материала оценивается приблизительно 0,85 м<sup>3</sup> песка на метр пляжа в год (Kempema et al., 2001).

На поверхности воды обычно образуется густой слой мелких ледяных кристаллов, которые при смерзании приобретают вид застывающего сала с серовато-стальным или свинцовым налетом. Это ледяное сало – первый вид водного льда. Ледяное сало при волнении быстро сбивается в ледяную кашу (Котляков, 2002).

Всплывающие на поверхность воды пористые белые комки внутриводного и донного льда вместе с ледяным салом образуют

скопления диаметром в несколько сантиметров, которые называются шугой. К ним добавляется снежура, она образуется при выпадении обильного снега на охлажденную водную поверхность. С появлением снежуры часто начинается процесс льдообразования, а на небольших непроточных водоемах и малых реках со слабым течением снежура нередко служит основной составляющей ледяного покрова в начальную фазу его образования.

Шуга появляется на поверхности воды вскоре после образования заберегов и под влиянием течения и волнения сбивается в шуговые комья диаметром 0,3–0,6 м. В процессе движения из комьев образуются устойчивые ледяные скопления округлой формы в виде шуговых венков диаметром от 0,5 до 5 м и толщиной 0,3–1,5 м. Постепенно венки смерзаются в шуговые ковры, которые становятся очагами формирования ледяного покрова.

Ледяные покровы движущихся вод отличаются наличием сверху дополнительного слоя, состоящего из ледяных обломков, сцементированных льдом последующих генераций. Мощность этого слоя определяется интенсивностью процессов дробления и торошения льда и может достигать мощности ледяного покрова.

Задачи изотопных исследований речных, озёрных и наледных льдов:

- о выявить диапазон вариаций  $\delta^{18}$ O и  $\delta$ D;
- о рассчитать средние значения  $\delta^{18}$ О и  $\delta D$ ;
- о исследовать вертикальное распределение  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D;
- о установить, какова доля участия речных, озёрных, грунтовых вод и снега в формировании льдов.

На изотопный состав речного льда влияет ряд факторов. В первую очередь, это первичный изотопный состав воды, из которой формируется лёд, и условия, в которых происходит промерзание: открытая или закрытая система. Во-вторых, при промерзании проявляется эффект фракционирования, который зависит от скорости промерзания и условий граничного слоя. На изотопный состав речного льда также могут оказать воздействие присоединение к поверхностному льду выпавшего снега, внутриводного (шуги) и донного льда, а также резервуарные эффекты. Обычно, если речной лёд формируется из воды реки его изотопный состав на 4-5‰; тяжелее. Наши исследования изотопного состава речного льда в июле 1983 г. в устье р.Гыда (70°53′ с.ш., 78°30′ в.д.) показали, что значения  $\delta^{18}$ О в нём –11,9‰, а в воде реки –16,2‰ (Васильчук, 1992, том 2).

Изотопный состав речных льдов был подробно изучен Дж.Гибсоном и Т.Праузом (Gibson, Prowse, 1999, 2002) на севере Канады в бассейне р.Лиард, левого притока Маккензи, площадь бассейна которого 276 тыс. км<sup>2</sup>. Ими были исследованы речные льды притоков р.Лиард, а также льды пойменных озер и речной лед р.Маккензи до впадения в нее р.Лиард.

Эффект фракционирования в системе лед-вода при промерзании ведёт к тому, что более тяжелые изотопные разновидности воды такие как  $H_2^{18}O$ ,  $HD^{16}O$  преимущественно захватываются льдом. Изотопное фракционирование при высокой скорости промерзания (более 50 мм/час, когда возможность перемешивания жидкой фазы отсутствует) резко снижается до 50%.

Для хорошо перемешивающихся закрытых систем, где водное тело изолировано, изотопный состав льда и воды может прогрессивно обогащаться тяжелыми изотопами с течением времени, поскольку весь объем воды промерзает в соответствии с фракционированием при льдообразовании по закону Рэлея (рис. 3.1, а). При промерзании в идеальной открытой системе, когда лед формируется in situ при небольшой скорости промерзания, близкой к природной, а исходная вода движется и хорошо перемешивается, изотопный состав льда остается постоянным по вертикали и обогащается при равновесных условиях (рис. 3.1, в). Если скорость промерзания медленная, т.е. соответствует природной скорости промерзания, то эффект изотопного фракционирования будет проявляться либо в постоянном, либо в прогрессирующем обогащении ледяного слоя с глубиной.

В точке отбора образцов льда на р.Маккензи до впадения р.Лиард мощность речного льда составила 0,76 м, значения  $\delta^{18}$ О в снегу = -24,4‰, а  $\delta D = -201\%$ , значения  $\delta^{18}$ О в речном льду практически не изменяются и составляют около -15‰, а  $\delta D$  около -130‰, изотопный состав воды подо льдом на глубине 1 м легче:  $\delta^{18}O$  -17,5‰,  $\delta D$  -140 ‰ (рис. 3.2, а).

В точке отбора образцов льда на пойменном озере Гуз в долине р.Лиард мощность льда составила 0,76 м, изотопный состав снега  $\delta^{18}O = -27,3\%$ ,  $\delta D = -219\%$ , в промежуточном прослое льда смешанного со снегом  $\delta^{18}O = -18\%$ ,  $\delta D = -150\%$ , значения  $\delta^{18}O$  во льду постепенно становятся тяжелее от -15% до -14%, а значения  $\delta D$  варьируют от -140% до -122%.



**Рис. 3.1.** Теоретическое проявление эффекта фракционирования на вертикальном профиле при образовании льда (по J.J. Gibson, T.D. Prowse, 2002): а – в закрытой системе, когда лед обогащается тяжелыми изотопами при условиях выполнения уравнения Релея; б – в полузакрытой системе, когда остающаяся вода обогащается тяжелыми изотопами из воды медленно протекающей подо льдом; в – в открытой системе: когда вода с постоянным изотопным составом протекает подо льдом; г – в открытой системе, при изменении скорости промерзания от высокой (около 50 мм/час) до близкой к нулевой (1 мм/день), когда наблюдается незначительное обогащение изотопным изотопным составом

Изотопный состав воды подо льдом на глубине 1 м практически не отличается от изотопного состава льда: значение  $\delta^{18}O = -14,5\%$ ,  $\delta D = -124\%$ .

В точке отбора образцов речного льда на р.Птитот в месте впадения ее в р.Лиард мощность льда составила 0,56 м, изотопный состав снега  $\delta^{18}O = -29,3\%$ ,  $\delta D = -223\%$ .





Значения  $\delta^{18}$ О в речном льду колеблются от -12,5‰ до -15‰, а  $\delta$ D от -140‰ до -118‰, изотопный состав воды подо льдом на глубине 1 м несколько легче,  $\delta^{18}$ О = -16‰,  $\delta$ D = -201‰ (рис. 3.2, б).

В точке отбора образцов речного льда на р.Поплар в месте впадения ее в р.Лиард мощность льда составила 0,50 м, изотопный состав снега  $\delta^{18}O = -32,4\%$ ,  $\delta D = -246\%$ , в промежуточном прослое льда, смешанного со снегом,  $\delta^{18}O = -18\%$ ,  $\delta D = -150\%$ .

Значения  $\delta^{18}$ О в речном льду колеблются от -13% до -16%, а значения  $\delta$ D изменяются от -138% до -122%, изотопный состав воды подо льдом на глубине 1 м несколько легче,  $\delta^{18}$ O = -17%, а  $\delta$ D = -150% (рис. 3.2, в).

Обогащение тяжелыми изотопами зимней речной воды обусловлено изменением источников питания реки. На вертикальное распределение стабильных изотопов (рис. 3.3) в толще речного льда оказывает влияние наличие верхнего слоя поликристаллического льда. Он образуется в результате смешивания снега со льдом и обеднен тяжелыми изотопами. Сама толща льда характеризуется довольно стабильным изотопным составом.

Долина р.Блэкстоун сильно заболочена, с этим, вероятно, связано снижение содержания тяжелых изотопов в конжеляционном льду и увеличение здесь значений  $d_{exc}$  с глубиной (см. рис. 3.3, а). Режим р.Поплар сильно зависит от озерного стока, поэтому содержание тяжелых изотопов увеличивается, а значения  $d_{exc}$  с глубиной уменьшаются (см. рис. 3.3, б). Значения дейтериевого эксцесса в интервале -10% > $d_{exc}$ >-20‰ отражают увеличение участия озерных вод.

Фракционирование речного льда, как правило, ограничено. Изменения изотопного состава в течение периода существования льда совпадают с изотопным составом образцов воды, отобранных до и после периода ледостава.

Установлено, что на изотопный состав вод р.Маккензи у Форта Симпсон воздействуют изотопный состав его основных источников, таких как снег, дождь, подземные воды и поверхностные воды, включая воды озер и болот. В соотношении стабильных изотопов кислорода и водорода во всех этих источниках, выделяются два линейных тренда (рис. 3.4). Осадки, включая снег и дождь, близки к глобальной линии метеорных вод (Craig, 1961). Вариации изотопного состава дождя и снега обусловлены температурным эффектом при конденсации атмосферной влаги.



Рис. 3.3. Изменение содержания ИЗОТОПОВ водорода и кислорода, а также дейтериевого эксцесса по вертикали в речном льду притоков р.Лиард, в марте 1998 г. (а) в устье р.Блэкстоун, (б) в устье р.Поплар:  $1 - \delta^{18}$ O,  $2 - \delta^{2}$ H, 3 – разница в ИЗОТОПНОМ составе между речной водой и льдом (по Ј.Ј. Gibson, T.D. Prowse, 2002). Дейтериевый эксцесс рассчитывался как:  $d_{exc} = \delta^2 H - 8 \cdot \delta^{18} O$ Шкала для дейтериевого эксцесса отражает индекс эвапорации, где значение  $d_{exc} = 10$ , примерно соответствует линии

метеорных вод



**Рис. 3.4.** Соотношение стабильных изотопов кислорода и водорода, которое иллюстрирует различия изотопного сигнала в реках бассейна Маккензи (по J.J. Gibson, T.D. Prowse, 2002): 1 – в период открытой воды; 2 – во время ледостава; 3 – в озерах, связанных с реками. В период летней межени изотопный состав определяется смешиванием грунтовых и поверхностных вод, а также дождя. В период ледостава вода в реке близка к локальной линии метеорных вод, что отражает отсуствие воздействия на изотопный состав дождевой воды

Атмосферные воды, которые подверглись испарению – а это воды озер и болот (поверхностные воды на рис. 3.4) демонстрируют обогащение тяжелыми изотопами, значения соотношения стабильных изотопов кислорода и водорода находятся поблизости с линией локальных метеорных вод или совпадают с ней.

Несколько образцов дождевой воды находятся ниже линии метеорных вод, что свидетельствует об испарении воды непосредственно с дождевых капель.

У подземных вод изотопный состав практически постоянно располагается несколько ниже линии метеорных вод, за исключением периода снеготаяния. Таяние снега оказывает воздействие на

изотопный состав вод реки. Важно, что изотопный состав вод реки Лиард у Форта Симпсон демонстрирует сезонные колебания в зависимости от источников воды.

Изучение изотопного состава речных льдов позволило установить, что:

- Диапазон вариаций δ<sup>18</sup>О в реках Арктики составляет 2,5‰, значения δ<sup>18</sup>О изменяются от –12,5 до –15‰, диапазон вариаций δD составляет 16‰, значения δD изменяются от –124 до –140‰.
- Среднее значение δ<sup>18</sup>О речных льдов составляет –14‰, среднее значение δD составляет –135‰.
- Вертикальное распределение δ<sup>18</sup>O и δD в речных льдах однопиковое, экстремально низкое содержание тяжёлых изотопов кислорода и дейтерия отмечается в верхней части льда, что обусловлено участием снега в формировании льда.
- Вода, из которой образовался лед, судя по изотопному распределению, частично атмосферная верхняя треть льда, частично речная нижние две трети льда.

#### 3.3. Типы озёрных льдов

Процесс льдообразования на озерах начинается так же, как и на реках, с возникновения заберегов и сала. На малых озерах, где тепловой запас и перемешивание невелики, а охлаждение по площади происходит почти равномерно, сплошной ледяной покров может образоваться почти одновременно на всей площади за счет смыкания заберегов, продвигающихся от берегов к центру озера. Если похолодание сохраняется, то возникновение первой ледяной корки является и установлением ледостава.

Нарастание льда идет наиболее интенсивно в первый период после замерзания, причем процесс этот происходит одновременно и снизу и сверху. Поэтому для озерного льда в большинстве случаев характерна слоистая структура: поверх прозрачного водного льда лежит мутный и беловатый водно-снеговой и снеговой лед, часто в толще такого слоистого льда можно встретить органические остатки, это и пыльца растений, и отдельные их листочки и веточки, и мелкие насекомые (прил. 2). Кроме того во льдах консервируются колонии динофитовых водорослей и цианобактерий, бактерии, диатомовые водоросли и другая органика, которые послойно концентрируясь придают озёрным льдам слоистость (Бондаренко и др., 2011).

К весне толщина льда на озерах может достигать 200 см. Лед и, особенно, покрывающий его снег делают практически невозможным теплообмен между водной массой и атмосферой.

Р.Суше с соавторами (Souches et al., 1987), исследуя изотопный состав льда, формирующегося на озере, получил значение фактора фракционирования  $\varepsilon_{app} \approx 12\%$ . Эта величина примерно соответствует половине равновесного значения  $\varepsilon_{app}$ , при средней скорости промерзания 18 см/день, при этом время пребывания воды в граничных условиях вода-лед будет составлять приблизительно 4,8 суток. Основной полученный Р.Суше вывод – озёрный лед часто формируется в равновесных условиях.

#### 3.4. Лёд на озёрах Северной Канады

В маленьком пойменном озере Гуз на севере Канады под переходным слоем снежного льда наблюдается постоянное облегчение изотопного состава, что связано с ограниченностью резервуара, из которого тяжелые изотопы переходят в лед, т.е. с закрытостью промерзающей системы.

Во льду, который сформировался над медленно текущей водой, наблюдается последовательное обогащение льда тяжелыми изотопами с глубиной, гораздо большее, чем эффект обычного фракционирования (рис. 3.5), что можно было бы объяснить исключительно эффектом скорости промерзания.

Промерзание при неравновесных условиях приводит к менее существенному проявлению эффекта фракционирования. Это подтверждается результатами исследований Ф.Майкла (Michel, 1989, 2011), который получил довольно однородный изотопный профиль по мощному покровному льду на оз.Кухулу на Баффиновой Земле (рис. 3.6). Величина  $\delta^{18}$ О озерного льда составила –21,2‰, в то время как у озерной воды она –22,8‰, т.е. величина фракционирования равна всего лишь 1,6‰.

В таких случаях быстрое промерзание не позволяет проявиться эффекту фракционирования, поэтому разница между изотопным составом исходной воды и сформировавшегося льда невелика.

При этом изотопное соотношение между кислородом и водородом будет соответствовать глобальной линии метеорных вод, что обеспечивается постоянным и нелимитированным источником воды.



Рис. 3.5. Изменение содержания изотопов водорода и кислорода, а также дейтериевого эксцесса по вертикали во льду мелководного пойменного озера Гуз (по J.J. Gibson, T. D. Prowse, 1999):  $1 - \delta^{18}$ O;  $2 - \delta$ D; 3 - граница междульдом и снежным

Рис. 3.6. Изотопнокислородный профиль покровного озёрного льда мощностью 2,2 м на оз.Кухулу, Баффинова Земля, у пос. Нанасивик. По Ф.Майклу (Michel, 2011)

В приведенном примере относительно однородный изотопный состав также связан с высокой скоростью промерзания, что ограничило величину фракционирования.

В покровном льду мелких озер в тундре промерзание в закрытой системе может создавать изотопный эффект во льду, значительно превышающий 3‰ для кислорода и 20‰ для водорода (Michel, 1986).

В случае ограниченной циркуляции в полузакрытой системе, показатели фракционирования будут иметь промежуточные значения между их значениями для открытой и закрытой системы. Это также связано с существованием граничного слоя между водой и льдом и скоростью роста льда, а также из-за накопления снега и перемешивания его с увлажненным льдом.

## 3.5. Многолетний лёд озера Попплуэлл на Земле Южной Виктории в Антарктике

В антарктических озерах в силу климатических особенностей наблюдается более сложная картина изотопного распределения (Sleewagen et al., 2002). В сухих долинах Земли Южной Виктории был изучен многолетний лёд озера Попплуэлл. Это озеро расположено в долине Тейлора и перегорожено ледником Зюсса, который занимает восточный склон хребта Асгард. Его длина около 350 м, а ширина 150 м, толщина льда около 4 м (рис. 3.7).



Рис. 3.7. Многолетний лёд на озере Попплуэлл в долине Тейлора. Вид с ледника Зюсса. Из С. Сливагена с соавторами (Sleewagen et al., 2002) Вдоль южного берега, на который попадают солнечные лучи, наблюдается узкая полоска незамерзшей воды. Температура льда летом –0,5°С. На его поверхности имеется несколько небольших наледных бугров. Есть предположение, что оз. Попплуэлл в прошлом было перекрыто ледником.



Рис. 3.8. Изотопная диаграмма льда оз. Попплуэлл, Сухие Долины, Восточная Антарктика (по S. Sleewaegen et al., 2002): 1 – хрупкий лед; 2 – лед с вертикальными цилиндрическими пузырьками; 3 – вода из ледовых карманов; 4 – белый мелкокристаллический лёд со сферическими пузырьками; 5 – прослой льдистых сцементированных осадков; 6 – лёд с включениями грунта, 7 – грунт; 8 – лёд с полигональными кристаллами и сферическими пузырьками. Цифры на диаграмме соотвествуют глубинам отбора образцов в сантиметрах

В 476 сантиметровом ледяном керне до глубины 307 см встречен типично озерный лед (рис. 3.8). Этот озёрный лед состоит из вытянутых ледяных кристаллов до 40 см длиной с вертикальными цилиндрическими пузырьками шириной несколько миллиметров.

При этом верхние 57 см керна состояли из чрезвычайно хрупкого льда. На глубине 307 см обнаружен 10-сантиметровый "карман" с жидкой водой. На глубине 347 см, т.е. ниже "кармана" отмечен прослой мощностью всего 5 см, состоящий из мелких кристаллов несколько миллиметров длиной и множеством сферических пузырьков, этот прослой залегает на 9-сантиметровом прослое мерзлых льдистых отложений (глубина 352 см).

Из слоя осадков в нижележащий лед проникают узкие трещины, заполненные осадками вплоть до глубины 365 см. В интервале прозрачный включениями 361-423 залегает глубин СМ лед с грунтовых кристаллы удлиненные, частиц, ледяные ллиной сантиметров, встречаются удлиненные вертикальные несколько Ниже глубины 423 см лед прозрачный, образован пузырьки. полигональными кристаллами размером от 0,1 см до 1,3 см, со сферическими пузырьками, переслаивающийся с прослоями грунта вплоть до глубины 476 см.

Изотопный состав ледяного керна характеризуется резкими изменениями. В интервале глубин 100-287 см значения  $\delta^{18}$ О снижаются от -28,5‰ до -37,5‰, а значения  $\delta$ D уменьшаются от -215‰ до -275‰.

На глубине 287 см происходит резкий скачок: значения  $\delta^{18}$ О растут до -31,5%, а значения  $\delta$ D до -250%. Далее вниз наблюдается устойчивая тенденция к снижению: значения  $\delta^{18}$ О снижаются до -38,6%, а значения  $\delta$ D до -286,7%.

Низкая концентрация ионов наблюдается до уровня первого грунтового прослоя на глубине 352 м. Ниже концентрация резко возрастает примерно в 300 раз, достигая наибольшего значения на глубине 434 см.

Гранулометрический анализ грунтового прослоя на глубине 352 см показал бимодальное распределение с одним пиком, размерностью 125-250 мкм (около 15%), и вторым, размерностью 16-32 мкм (45%). Согласно наблюдениям с использованием сканирующего микроскопа большая часть минеральных частиц несет на себе следы эоловой обработки. Среди частиц грунта встречены раковины диатомей. Грунтовые частицы образованы кварцем, кальцитом и полевыми шпатами.

На диаграмме соотношения тяжелых изотопов кислорода и водорода образцы льда образуют прямую, соответствующую уравнению  $\delta D = 5,47 \cdot \delta^{18}O - 76,3$  (рис. 3.9).



**Рис. 3.9.** Изотопная диаграмма соотношения тяжелых изотопов кислорода и водорода во льду оз. Попплуэлл, Сухие Долины, Восточная Антарктика (по S. Sleewaegen et al., 2002), цифры на диаграмме соотвествуют глубинам отбора образцов в см.

Обогащение тяжелыми изотопами в интервале 287-306 см может объясняться смешиванием воды, оставшейся подо льдом с водой, имеющей более тяжелый изотопный состав. Поскольку наблюдается последовательное обогащение тяжелыми изотопами на глубине ниже 306 см, возможно, что источником изотопически тяжелой воды послужили талые воды с ледника Зюсса, поскольку рядом отмечено сухое русло временного водотока.

В обогащен озерах ЗИМНИЙ лед, как правило, тяжелыми чем был меньше, OH бы условиях изотопами несколько В Относительно выделения. однородный изотопный равновесного

состав озерного льда связан с высокой скоростью промерзания, что ограничивает величину фракционирования.

В озерах Антарктики, которые часто находятся в моголетнемерзлом состоянии, диапазон вариаций  $\delta^{18}$ О составляет 10‰, от –28,5‰ до –38,6‰, значения  $\delta$ D изменяются от –215‰ до –286,7‰. Среднее значение для  $\delta^{18}$ О составляет около –34‰, а для  $\delta$ D –272‰. Вертикальное распределение изотопов – монопиковое. Неравномерность изотопного состава озёрного антарктического льда вызвана участием, как талых ледниковых, так и озерных солоноватых вод, а часть воды может иметь прямое атмосферное происхождение.

Исследованиями Р.Д.Лоррейна с соавторами (Lorrain et al., 1999) на основании изучения изотопного и гидрохимического состава льда было установлено, что базальный лед в леднике Зюсса частично сформировался при промерзании озерной воды.

Изучение изотопного состава озёрных льдов позволило установить, что:

- Формирование озёрного льда при неравновесных условиях промерзания приводит к менее существенному проявлению эффекта фракционирования. Быстрое промерзание не позволяет проявиться эффекту фракционирования, поэтому разница между изотопным составом исходной воды и сформировавшегося льда невелика, часто меньше 2‰.
- Формирование озёрного льда при равновесных условиях промерзания в закрытой системе, например, на поверхности льда мелких озер в тундре может создавать изотопный эффект во льду, значительно превышающий 3‰ для δ<sup>18</sup>О и 20‰ для δD.
- В озерах Антарктики диапазон вариаций δ<sup>18</sup>О составляет 10‰, а δD более 70‰. Столь явная неравномерность изотопного состава вызвана смешением талых ледниковых и озерных солоноватых вод, при этом, часть воды имеет атмосферное происхождение.

#### 3.6. Типы наледных льдов

Наледные льды образуются в процессе послойного намораживания воды на твердое основание. Наледи – это слоистые ледяные массивы на поверхности земли, льда или инженерных сооружений, образующиеся при замерзании периодически изливающихся (осаждающихся) природных или техногенных вод

(Алексеев, 1987). Наледи обнаружены в Сибири, в Монголии, на Шпицбергене и Аляске, в Канаде.

Наледи бывают речные, озерные, морские, ледниковые, талые снеговые, выпадающие дождевые и т.п. (рис. 3.10).



Рис. 3.10. Наледь на р.Чуя в Хабаровском крае

Наледи различают по размерам от очень малых, площадью менее 0,1 тыс. м<sup>2</sup>, объемом до 0,01 млн. м<sup>3</sup> до гигантских, площадью более 1000 тыс. м<sup>2</sup>, объемом более 100 млн. м<sup>3</sup>. По данным Ю.Д. Чирихина, в горах Северо-Востока России встречены наледи высотой до 12 м, а наибольшая мощность наледей – более 15 м – зафиксирована в бассейне р. Ср. Сакукан на севере Забайкалья.

Наледи, как правило, образуются в областях сурового климата в сильные зимние морозы. Промерзающие постепенно горные породы и реки вытесняют жидкую воду, которая на отдельных участках тонким слоем выливается на поверхность.

Благодаря большим потерям тепла вода быстро превращается в лед, который создает первую порцию наледи.

Через некоторое время вода вновь прорывается на поверхность, растекается по слою недавно образовавшегося льда, увеличивает его толщину. Так продолжается несколько раз за зиму: наледь растет в

толщину и по площади, занимая порой всю пойму речной долины, образуя сплошной ледяной массив (Котляков, 2002).

Размеры наледей изменяются от тысяч квадратных метров до десятков квадратных километров (Алексеев, 1978). Самые большие наледи встречаются на севере Канады и Аляски, в бассейнах рек Яны, Индигирки, на притоках Лены. По данным аэрофотосъемки 1970-х годов, в бассейне р. Лены свыше семи тысяч наледей. Они носят название тарыны. Якутское слово "тарын" в переводе означает творог. И, действительно, летом издалека наледь напоминает творожную массу, разбросанную по долинам и склонам среди серых скал и зеленых пространств растительности. Изначально тарыном называли наледь на горной реке. Но затем стали обозначать гигантские, обычно многолетние наледи на северо-востоке Якутии. Крупнейший тарын ежегодно возникает в Улаханской долине р. Момы, правого притока Индигирки.

Объемы в миллионы кубических метров типичны для наледей. Толщина таких образований 3-4 м, на отдельных участках 5-6, а изредка и 12-15 м. По длине реки наледи обычно располагаются сплошной цепочкой на протяжении десятков километров, то сужаясь, то вновь расширяясь в зависимости от формы долины.

Наледи могут принимать различную форму и встречаться в самых разных местах. Например, на берегах рек, озер и морей возникают береговые наледи. Они формируются в результате волноприбойной деятельности водных потоков, приливов и отливов, выхода подземных вод в обнажениях и обычно образуют ледяной каскад валов толщиной до 3 м (Котляков, 2002).

Больше всего самых крупных наледей располагается на участках тектонических движений, где земная кора раздроблена трещинами. В этих условиях развиваются талики, по которым подмерзлотные воды поднимаются к поверхности, смешиваются с водами поверхностного происхождения и образуют единый поток вод, питающих наледь.

В подобных местах с холодным климатом наледи покрывают до 4% всей территории, а общие запасы наледного льда исчисляются миллиардами кубометров. К югу размеры наледей уменьшаются, но количество их возрастает. В районах умеренного климата наледи подземных вод встречаются преимущественно в затененных долинах, оврагах, балках, у подножий склонов. Здесь отдельные наледи достигают лишь первые десятки квадратных метров, а толщина их не превышает 1 м.

В горах наледи приурочены к определенному высотному поясу. Верхняя граница их появления обычно лежит на 400-600 м ниже водораздела, средней высоты a нижняя там, где рельеф выполаживается и уклон долин заметно уменьшается. Здесь река почти не откладывает валунно-галечниковый материал, который обладает хорошей водоносностью. Снижение уклона И фильтрационных свойств приводит грунта К уменьшению подруслового потока. В результате днище долины промерзает, возрастает поверхностный сток вместо подземного, а в целом все это приводит к тому, что возможность возникновения наледей по мере приближения к равнине постепенно уменьшается (Котляков, 2002).

В районах оледенения наледный пояс располагается непосредственно ниже ледников. Ледники накапливают в речных долинах мощные толщи грубых ледниковых и водно-ледниковых отложений, с активным стоком с ледников. Образование наледей по периферии ледников – прямое следствие множества таликов – коллекторов подземных вод в древних ледниковых отложениях.

Во многих случаях ниже ледников располагается цепочка наледей, приуроченных к ригелям. Иногда они сливаются друг с другом и образуют ледяные поля длиной 5-10 км. На Шпицбергене, где вода с ледников вытекает и зимой, на флювиогляциальных равнинах ниже ледников формируются наледи площадью до 2,5 км<sup>2</sup> и толщиной 2-4 м.

Процесс формирования наледи определяется взаимодействием наледеобразующих вод с областью отрицательных температур. Нередко между двумя или несколькими слоями намерзшего льда остается жидкая вода, и формирующаяся наледь становится похожей на слоеный пирог. Только "пирог" этот испытывает большое внутреннее давление из-за расширения намерзающего льда и постепенно приподнимает верхние ледяные слои - образуется наледный бугор. Он указывает на местоположение источника наледи и на большие напряжения в ее теле. Такие бугры могут достигать 5 м в высоту и 100 м в длину. Они типичны для якутских тарынов и нередко с грохотом взрываются (Котляков, 2002).

Первые небольшие ледяные бугры пучения на тарынах появляются уже в октябре. В ноябре грунтовые воды пробиваются во многих местах, и тарын растет очень быстро. В декабре его рост замедляется, так как ледяная броня уже перекрывает многие источники. Лишь в верхней части тарына, где вода еще имеет доступ

на поверхность, лед продолжает интенсивно нарастать и в январе, и в феврале. Рост тарына с марта до начала мая замедляется, а вскоре и совсем прекращается, так как вода находит себе канал для стока. Река пробивает русло в наледи, и тарын постепенно стаивает и разрушается. Однако верхняя, наиболее мощная часть наледи нередко сохраняется в течение всего лета.

Скорость роста наледей и их количество каждую зиму меняется. Иногда намерзание новых слоев льда прекращается уже в первую половину зимы, а после некоторого перерыва возобновляется снова. На первой стадии наледи формируются из речной воды, а во вторую половину зимы, когда реки на перекатах полностью перемерзают, наледь питается подрусловыми и береговыми грунтовыми водами. Перемерзание рек иногда приводит к зимним наводнениям. В самом конце 1967 г. из-за малоснежья и сильных морозов большая наледь образовалась на одной из речек в бассейне р. Камы. Она подперла речную воду, которая стала подступать, к деревне Шаршада, скоро более 10 домов оказались замороженными по самые окна.

Нередко на реке можно увидеть бы. два. казалось антагонистических явления - речные наледи и полыньи. Однако на самом деле они тесно друг с другом связаны. Полынья обозначает место выхода подземного, сравнительно теплого источника, a крупные наледи начинают формироваться именно от полыньи и своим верхним краем к ней прилегают.

Наледь служит ледяным барьером для весенних паводковых вод. Им приходится огибать наледь, что способствует ее разрастанию.

В.М.Котляков описывает, что в суровую зиму 1986/87 г. много наледей образовалось в Москве. В русле небольшой речки в Узком, за два зимних месяца нарастала метровая наледь, которая приводила к растеканию воды по близлежащему снежному покрову, следовательно, и в средней полосе России наледи не такое уж необычное явление (Котляков, 2002).

В весеннее время наледи становятся препятствием для стока талых снеговых вод. Водяные потоки дробятся и растекаются по поверхности льда, а иногда обтекают наледь, разрушая ее края. Подтаявшие ледяные глыбы обрушиваются, а мощные потоки воды прорезают ледяные массивы и формируют новые русла. Положение таких каналов из года в год меняется - в результате наледный участок долины постепенно расширяется и выравнивается. С наступлением морозов в толще грунтов, подстилающих наледь, формируются пласты льда, разрастающиеся до 30-40% наледного участка долины, летом же они вытаивают, что приводит к возникновению термокарстовых просадок и оползней.

Наледи, ежегодно формирующиеся на одних и тех же участках пологого склона или дна долины, вырабатывают специфические наледные поляны, резко выделяющиеся на фоне окружающей местности. Уступ высокой террасы реки на участке наледной поляны удален от речного русла, а само русло похоже на дельту с множеством рукавов. На поверхности встречаются гряды и присыпки переотложенного материала на свежей дернине, ниши в береговых обнажениях выше уровня стояния высоких вод, бугры пучения, земляные пирамиды, каменные мостовые, расположенные на разных уровнях, уплотненные льдом ровные площадки и т.д. (Котляков, 2002).

С течением времени наледи мигрируют по долине реки, и вместе с этим постепенно изменяется вид наледных полян. Миграция наледей вызывается изменением климатических или мерзлотногидрологических условий. С изменением климата может измениться барьера, естественного образованного положение многолетнемёрзлыми породами, преграждающего движение подруслового потока: с похолоданием граница между таликом и мерзлой породой продвинется в сторону талика, а при потеплении - в сторону мерзлой породы. В периоды похолодания многие наледи увеличивались в размерах, распространялись на новые участки долины, на которых в настоящее время наледей нет. В бассейне р. Агаякан в горах Сунтар-Хаята, площадь наледей за последние 50-100 лет возросла, а некоторые из них стали наступать на лес.

Наледи оказывают существенное влияние на речной сток, перераспределяя его с холодного периода на теплый. Они поглощают весь зимний сток малых рек, так что те зимой не текут. В крупных реках на формирование наледей идет значительная часть зимнего стока. В горной части бассейна р. Индигирки, питание наледей идет со скоростью более 100 м<sup>3</sup>/с воды (Котляков, 2002).

Расход Индигирки от сентября к октябрю, когда оканчиваются дожди и начинает промерзать деятельный слой, уменьшается в 4 раза. В ноябре, с началом роста наледей, расход реки по сравнению с октябрьским падает втрое. В течение следующих четырех месяцев расход Индигирки уменьшается вдвое в каждый последующий месяц по сравнению с предыдущим. В конце марта - апреля, когда огромная

масса подземных вод израсходована на формирование наледей, сток становится минимальным (Котляков, 2002).

С приходом лета вода от накопленного льда вновь поступает в реки. Максимальное воздействие на речной сток наледи оказывают весной, в самом начале паводка, когда реки еще не вскрылись ото льда. На одной из якутских рек наледный сток составил в мае 18-46% общего стока, в июне 10-20%, в июле 4-10% и в августе 1-3%.

Самая крупная в России и в мире Большая Момская наледь, или Улахан-Тарын (бассейн р. Индигирки), имеет площадь более 100 км<sup>2</sup>, объем 0,25 км<sup>3</sup>, достигает в ширину 3,5 км, в отдельные годы она достигает в длину 120 км и толщины более 7 м. В верхней части бассейна р. Индигирки зимой на питание наледей затрачивается свыше 100 м<sup>3</sup>/с воды, тогда как средний годовой расход этой реки составляет всего 6,82 м<sup>3</sup>/с. При высоком коэффициенте наледности талые воды наледей могут составлять до 20-24 % годового и до 50% весеннего стока реки.

При формировании наледей в условиях открытой системы, в процессе промерзания водонасыщенных (например, русловых) отложений уровень воды постепенно поднимается вверх в результате того, что вода отжимается от фронта промерзания, при этом вода постепенно изливается и намораживается вокруг бугров, а также на поверхности русловой наледи.

Если пути движения подземных вод перекрыты мерзлотными барьерами, выход воды происходит в ослабленных зонах выше или ниже по течению реки. Очагами разгрузки водонасыщенных толщ криогенного воздействием напора обычно под являются крупнообломочные или валунно-галечниковые грунты, охлажденные до температуры ниже 0°С, но не заполненные льдом (Алексеев, 1987). Неравномерное промерзание грунтов, а также разная глубина являются причинами перехода открытых залегания водоупоров Промерзание водоносных систем закрытые. часто В ИХ сопровождается формированием грунтово-наледных бугров пучения, диаметром от 2 до 200 м и более, высотой – от 0,5 до 6 м и более.

Структура наледного льда зависит от толщины замерзающего слоя воды на льду и температуры ее кристаллизации. С понижением температуры и мощности слоя размер кристаллов уменьшается. Обычно для наледного льда характерны столбчатые кристаллы гексагональной формы с размером по длинной оси преимущественно от 1 до 80 см, а в поперечнике – 10–15 см.

Формирование наледей сопровождается гидрогеохимическими изменениями наледообразующих вод, при кристаллизации которых часть солей переходит В нерастворимый остаток. Наиболее распространенными карбонатные, В наледях являются солями кремниевые и сульфатные.

В теле наледей, образованных за счет высокоминерализованных вод, встречаются мирабилит, гидрогалит. Иногда соли придают наледям специфическую окраску. Так, наледи с высоким содержанием железа имеют красноватый, желтоватый и бурый оттенки льда.

Химический состав наледного льда неоднородный. В отдельных слоях зимой лед сильно опреснен, в других, наоборот, отличается повышенным содержанием солей.

## 3.7. Наледи на р. Фирт, Северный Юкон

Изотопный состав наледей часто связан с гидрогеологическими особенностями бассейнов рек. И.Кларк и Б.Лауриоль (Clark, Lauriol, 1997) подробно изучили изотопный состав наледей в верховьях р. Фирт в Британских горах на границе Аляски и Канады (рис. 3.11). Площадь бассейна р. Фирт составляет около 6000 км<sup>2</sup>. В бассейне реки Фирт отмечены две крупные наледи и несколько мелких, приуроченных к притокам. Наледи расположены преимущественно в районах распространения карста.

Самая крупная наледь расположена непосредственно в долине р.Фирт, она имеет длину примерно 20 км, площадь ее поверхности около 32 км<sup>2</sup>, мощность 2-3 м. Вторая по величине наледь находится в долине ручья Джо. Ее длина около 25 км, площадь достигает 6,5 км<sup>2</sup>.

Более мелкие наледи имеют площадь менее 1 км<sup>2</sup>. Площадь поверхности наледей хорошо коррелирует с площадью водосбора.

Распределение стабильных изотопов для наледей в долинах р.Фирт и ручья Джо (см. рис. 3.11) демонстрирует, что при промерзании в закрытой системе происходило фракционирование. Эти данные отражают послойный процесс роста наледей снизу вверх.

Минимум содержания тяжелых изотопов на модельной кривой, построенной на основе уравнения рэлеевской дистилляции, с учетом факторов обогащения для наледи на ручье Джо (JC-1) совпадает с измеренным минимумом.



р.Фирт (δ<sup>18</sup>О<sub>базис</sub>= -20,8‰, к-во образцов 44), г – наледь (FR-4) на р.Фирт (δ<sup>18</sup>О<sub>базис</sub>= -20,8‰, к-во | – измеренные значения; 2 – базисная линия для δ<sup>18</sup>O, рассчитанная как δ<sup>18</sup>O<sub>базис</sub> =  $\delta^{1\hat{8}}O_{BOJa} + \epsilon^{1\hat{8}}O_{BOJa-JEL}$ , где  $\epsilon^{18}O_{BOJa-JEL} - фактор фракционирования, 3 – модельная кривая, построенная$ Рис. 3.11. Изотопный состав наледного льда с учетом значения фактора фракционирования (ε) для каждого слоя (по I.D.Clark, B.Lauriol, 1997): а – наледь (JC-1) на руч.Джо (δ<sup>18</sup>О<sub>базис</sub>= –21‰, к-во , в – наледь (FR-3) на образцов 17); б – наледь (FR-1) на р.Фирт (δ<sup>18</sup>О<sub>базис</sub>= –19,5‰, к-во образцов 31) на основе уравнения релеевской дистилляции с учетом факторов обогащения образцов 88): 1
Промерзание воды сопровождается облегчением изотопного состава по кислороду на 2,8% остающейся воды при равновесных условиях, хотя более быстрое промерзание, или более тонкий слой воды может существенно снизить интенсивность процесса фракционирования.

Фактор фракционирования изменяется от 1,8 до 2,8‰ в верхних 50 см разреза наледи на ручье Джо (рис. 3.11, а). Центральный слой наиболее тонкий и имеет минимальный фактор фракционирования равный 0,9‰ из-за кинетических эффектов, в то время как наиболее толстые слои промерзали при равновесных условиях.

Вариации  $\delta^{18}$ О в ледяных кернах из наледей на р.Фирт (рис. 3.11, б, в, г) отражают накопление более тонких слоев льда, слагающих наледь, по сравнению с наледями на ручье Джо и в водах, Поскольку баланс массы питающих наледи. ИЗОТОПОВ при промерзании сохраняется, значение  $\delta^{18}$ О исходной воды будет равно среднему значению  $\delta^{18}$ О в пределах слоя. Такое средневзвешенное значение определялось для каждого ледяного керна. Кроме того, для отдельных значений  $\delta^{18}$ О рассчитывались базисные значения как:  $\delta^{18}O_{\text{базис}} = \delta^{18}O_{\text{вода}} + \epsilon^{18}O_{\text{вода-лед}},$ 

где  $\epsilon^{18}O_{вода-лед}$  - фактор фракционирования.

Вариации  $\delta^{18}$ О и  $\delta D$  во льду наледей сопоставлены с изотопным составом природных вод и атмосферных осадков (рис. 3.12).

содержания Сезонные колебания стабильных ИЗОТОПОВ, наблюдаемые в атмосферных осадках сильно сглаживаются в речных водах (см. вкладка на рис. 3.12). Изотопные данные по осадкам хорошо ложатся на линию, описываемую уравнением:

 $\delta D = 6,88(\pm 0,21) \cdot \delta^{18} O - 17,3(\pm 5,5)\%$ 

Однако, коэффициент регрессии в этом уравнении значительно ниже, чем тот, который был получен Л.Купером (Cooper et al., 1993) для прибрежных районов Аляски.

значения  $\delta^{18}$ О были использованы Средние ДЛЯ оценки происхождения вод, питавших наледь. Частый отбор образцов для определения содержания стабильных изотопов позволил с высокой степенью надежности определить источники питания наледи. Так средние значения для FR-4 и JC-1 очень близки ( $\delta^{18}$ O = -22,75 и -22,84‰, соответственно), это наиболее отрицательные значения изо всех полученных в данном исследовании. Наледи расположены с юга и севера от блока карбонатных пород, залегающих в пределах водосбора.



Рис. 3.12. Изотопный состав природных вод и наледного льда в верховьях р.Фирт и бассейне р. Джо Крик. По I.D.Clark, B.Lauriol (1997): 1 – вода р.Фирт, 2 – родник в долине р.Фирт, 3 – ручей Джо, 4 – родник в долине ручья Джо, 5 – наледь. На внутренней вкладке цифрами показаны изотопные значения местных осадков по сравнению с осредненными данными по воде р.Фирт и руч. Джо: 1 – вода р.Фирт, 2 – ручей Джо, 3 – снег, 4 – дождь

Среднее значение для наледи FR-3 ( $\delta^{18}O = -22,4\%$ ) тяжелее, чем для наледи FR-4 на 0,3‰, наледь FR-1 ( $\delta^{18}O = -20,9\%$ ) существенно обогащена тяжелыми изотопами (см. рис. 3.12).

Реки получают грунтовое питание из различных водоносных горизонтов. Объем льда наледей составляет порядка 38% годового стока грунтовых вод в пределах бассейна и более 12% от общего бассейна. При исследованиях наледи на ручье Джо было стока доказано, что толстый слой льда формируется в неравновесных условиях и, следовательно, фактор фракционирования для толстого слоя льда гораздо ниже (Clark, Lauriol, 1997). Д.Ласель рассмотрев результаты исследования наледи на ручье Джо (рис. 3.13), определил, что хотя соотношение дейтерия и дейтериевого эксцесса для наледи в коэффициент -0,13, ДЛЯ целом имеет толстого слоя льда, сформировавшегося при равновесных условиях промерзания, этот коэффициент другой и равен -0,18.



Рис. 3.13. Изотопный состав наледи на ручье Джо, Северный Юкон (из D.Lacelle 2011): а) вариации  $\delta^{18}$ О, пунктирная линия представляет теоретически рассчитанный изотопный состав воды, из которой сформировалась залежь, стрелкой показана величина фактора фракционирования; б) диаграмма соотношения изотопов кислорода и дейтерия; в) диаграмма соотношения дейтериевого эксцесса и дейтерия, пунктирная линия представляет теоретически рассчитанный изотопный состав воды, из которой сформировалась залежь. 1 – формирование льда при неравновесных условиях; 2 – формирование льда при равновесных условиях

### 3.8. Наледи на о.Байлот на территории Нунавут

Ф.Майкл и С. Пакет (Michel, Paquette, 2003) изучили изотопный состав наледей и наледных бугров на острове Байлот на территории Нунавут (рис. 3.14) в Канаде, где в пределах небольшой долины были обнаружены многолетние и сезонные наледи, сформировавшиеся из талой ледниковой воды и атмосферных осадков.



Сезонная куполообразная наледь под номером FI92-6 (см. рис. 3.14, а) расположена в районе разгрузки ледниковых вод, стекающих от ледников Фонтейн и Стагнейшн. Лед мощностью 1,6 м отобран с 10 сантиметровым интервалом. Сезонная куполообразная наледь FI93-5 (см. рис. 3.14, б) расположена в 150 м от FI92-6. Ее мощность колеблется от 1,25 м до 2,1 м. По мнению исследователей, изотопный состав льда наледи FI92-6 (см. рис. 3.14, а) свидетельствует о том, что в интервале 0,9-1,0 м наледь формировалась в процессе промерзания снизу-вверх. До глубины 0,9 м наблюдается снижение значений  $\delta^{18}$ O.

Ниже глубины 1 м значения  $\delta^{18}$ О не сильно колеблются, в среднем составляя –22,7‰ ± 1‰. Распределение дейтерия имеет такую же тенденцию. Обогащение льда тяжелыми изотопами по сравнению с водой, заключенной во льду, произошло в процессе фракционирования. Сравнение полученных данных с теоретической кривой рэлеевской дистилляции при факторе равновесного фракционирования 1,0028 для профиля наледи FI92-6 позволило сделать вывод о том, что в интервале 0,1-0,4 м промерзание было медленным в равновесных условиях (рис. 3.15).



**Рис. 3.15.** Сопоставление изотопной кривой керна наледного льда F192-6 с теоретической кривой рэлеевской дистилляции при факторе равновесного фракционирования 1,0028 (из F.A.Michel, S.P.Paquette, 2003): 1 – исходная теоретическая кривая; 2 – смещённая теоретическая кривая; 3 – профиль наледного льда F192-6

Однако в этот момент наледь была разрушена и потеряла часть остаточной воды. Возник отрицательный сдвиг изотопного состава для новой равновесной кривой для замерзания оставшейся воды.

Карбонатный прослой указывает на то, что оставшаяся вода была насыщена карбонатами. Единственным источником карбонатов в этом районе являются грунтовые воды из меловых и палеогеновых карбонатных пород. Формирование другой наледи ІВ93-5 (см. рис. 3.14, б) происходило по иному сценарию. Верхний образец снега и прослой грязного снега на глубине 0,75-12,05 м имеет наиболее значения  $\delta^{18}$ O. Значения  $\delta^{18}$ O остального отрицательные льда -20,5 и -26,5‰, колеблются между ЧТО отвечает среднему составу наледей для данного региона. Изотопное ИЗОТОПНОМУ профилирование наледей продемонстрировало, что на изотопный состав наледей может повлиять участие подземных вод, захоронение снежных прослоев при формировании наледи, разрыв наледи с потерей заключенной в ней воды.

# 3.9. Наледи на Юго-Западном Юконе

Изучение изотопного состава наледи (Michel, 2011) на 1817,5 км Аляскинского шоссе (хайвэя) на юго-западе Юкона позволило оценить, из каких вод сформировалась наледь (рис. 3.16).



Изотопный состав подземных вод значительно тяжелее, чем состав зимних осадков. Нижние слои наледи практически полностью сформировались из подземных вод, поскольку величина  $\delta^{18}$ О льда в придонной части на глубине 1,8-2,3 м составляет –20,0‰. В слоях льда залегающих выше 1,80 м изотопный состав льда колеблется от –20‰ до –24‰, что отражает участие изотопически более легкого снега.

Исследование изотопного состава наледных льдов позволило установить, что:

- При промерзании в закрытой системе наледей в долинах р.Фирт и ручья Джо в Британских горах происходило фракционирование, при послойном процессе роста наледей снизу вверх. Промерзание воды сопровождалось облегчением изотопного состава по кислороду на 2,8‰ остающейся воды при равновесных условиях, более быстрое промерзание существенно снижало фракционирование;
- Многолетние и сезонные наледи на о.Байлот на территории Нунавут, сформировались из талой ледниковой воды и из атмосферных осадков.
- В сезонной куполообразной наледи, расположенной в районе разгрузки ледниковых вод, стекающих от ледников Фонтейн и Стагнейшн, мощностью до 2,1 м до глубины 0,9 м наблюдается снижение значений δ<sup>18</sup>O, указывая на то, что она формировалась при промерзании снизу-вверх; ниже 0,9 м значения δ<sup>18</sup>O не сильно колеблются, в среднем составляя –22,7‰. Обогащение льда тяжелыми изотопами по сравнению с водой, заключенной во льду, произошло в процессе фракционирования; промерзание было медленным и происходило в равновесных условиях.
- Ha изотопный состав наледей повлиять может участие прослоев подземных вод, захоронение снежных при формировании наледи, а также наледи с потерей разрыв заключенной в ней воды.
- Изучение изотопного состава наледи близ Аляскинского шоссе (хайвэя) на юго-западе Юкона, позволило оценить, из каких вод она сформировалась. Нижние слои наледи сформировались из подземных вод величина δ<sup>18</sup>О льда в придонной части на глубине 1,8-2,3 м составляет –20,0‰. В слоях льда, залегающих выше 1,80 м, изотопный состав льда колеблется от –20‰ до –24‰, что отражает участие изотопически более легкого снега.

# Глава 4. Изотопный состав морских многолетних льдов

## 4.1. Типы морских льдов

Морские льды зимой образуются вокруг Антарктиды в полосе шириной 500-2000 км, а летом от них остается лишь узкая полоса разреженных льдов вдоль побережья, которая разрывается в районах Антарктического полуострова, моря Росса и моря Содружества, и лишь в море Уэдделла сохраняется большой ледяной массив. Однолетние льды в Южном океане достигают толщины 1,5-2 м, а многолетних льдов здесь совсем немного. Дрейф льдов вдоль побережья Антарктического вызывается круговым прибрежным течением. направленным с востока запад. В некоторых на прибрежных районах, например, Pocca Уэдделла, морях И В возникают местные круговые циркуляции, а севернее 60° ю.ш. мощное круговое течение несет льды с запада на восток. Плавание в Южном океане исключительно сложно из-за морских льдов и весьма опасно из-за айсбергов.

В отличие от Южного океана Северный Ледовитый океан стиснут Североамериканским и Евразийским материками. Главная его особенность – это мощный ледяной покров, занимающий в марте около 11,4, а в сентябре 7 млн. км<sup>2</sup>. Но из-за влияния теплых течений в Северном Ледовитом океане даже зимой сохраняются пространства чистой воды общей площадью около 2,3 млн. км<sup>2</sup>. Это Норвежское и незначительные части Гренландского и Баренцева морей. Те районы Северного Ледовитого океана, что летом очищаются ото льда, зимой покрыты льдом толщиной 0,8-2 м, а в центральной части океана - Арктическом бассейне - льды достигают мощности 4,5 м (Котляков, 2002).

Соотношение прихода и расхода льда за год формирует ледовый баланс моря. Приход льда происходит за счет замерзания воды, приноса льда из соседних водоемов, конденсации атмосферной влаги, выпадения снега с образованием снежуры. Расход льда определяется таянием, испарением и выносом льда за пределы водоема.

Морские льды имеют повсеместное распространение в Северном Ледовитом океане, его окраинных морях (Баренцевом, Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском), Белом море, морях Беринговом и Охотском, меньше они распространены в Балтийском, Черном, Каспийском и Японском морях. Средняя мощность (толщина) морского льда для Мирового океана составляет 1,7 м (Атлас снежно-ледовых ресурсов Мира, 1997). В Арктическом приполюсном районе средняя толщина многолетнего пакового льда составляет около 4,5 м, уменьшаясь в сторону окраинных морей до 2-3 м и менее, что характерно для двух-однолетних морских льдов.

Вплоть до 30-х годов XX века ледовые условия в Арктике были тяжелыми, и все попытки пройти на кораблях к северу оканчивались неудачей. Но в 30-х, 40-х и начале 50-х годов площадь, занимаемая льдами в Арктике, сократилась приблизительно на 1 млн км<sup>2</sup>. Произошло известное потепление Арктики, резко уменьшилась ледовитость арктических морей, особенно заметное в 30-х годах. Впервые в истории мореплавания в 1932 г. небольшое деревянное судно "Николай Книпович" обогнуло с севера Землю Франца-Иосифа, а пароход "Сибиряков" проплыл к северу от Северной Земли.

В 1935 г. ледокольный пароход «Садко» прошел по чистой воде от северной оконечности Новой Земли до Северной Земли и достиг 82°41' с.ш. А в 1938 г. ледокол "Ермак" проник в Арктический бассейн в секторе Новосибирских островов до 83°05' с.ш., тогда как летом 1901 г. не смог добраться даже до северной оконечности Новой Земли (Котляков, 2002).

Потепление и сокращение ледяного покрова в Северном Ледовитом океане длились почти 30 лет, хотя в середине 40-х годов наметилось понижение температуры воздуха, сначала в северозападной Гренландии, затем в Центральной Арктике и Канадском Арктическом архипелаге и, наконец, в окраинных арктических морях. Похолодание особенно усилилось в 60-х годах; в Карском море, например, среднее годовое значение температуры в 1961-1965 гг. было почти на 3° ниже, чем в 1941-1945 гт.

Как следствие похолодания на 0,8 млн км<sup>2</sup> разрослась площадь ледяного покрова, увеличилась толщина льдов. Сместилась к югу граница тяжелых паковых льдов, которые стали затруднять мореплавание. Морские льды блокировали северное побережье Исландии, нарушив рыбный промысел в прибрежных водах.

В конце 60-х годов похолодание прекратилось, температура воздуха стала расти, а площадь льдов сокращаться. К середине 70-х годов площадь ледяного покрова в Арктике уменьшилась на 0,4 млн км<sup>2</sup> по сравнению с максимумом в 60-е годы (Котляков, 2002).

Ход температуры и ледовитости Центральной Арктики за последние 100 лет говорит ЧТО изменение 0 TOM, средней температуры зимы на 5°С ведет к изменению объема льдов почти вдвое, а площадь ледяного покрова изменяется на 10-15%, или на 1 млн км<sup>2</sup>. За этот период количество льда в Северном Ледовитом океане было наибольшим в конце 1910-х, а наименьшим - в конце 1930-х (Котляков, 2002). В современных условиях небольшие изменения климата могут приводить к значительным колебаниям бассейне Арктическом 4.1). объема льдов В (рис. причем равновероятны и сокращение, и разрастание ледяного покрова.



**Рис. 4.1.** Изменение средней мощности Арктического льда (1), и распределение мощности льда согласно модельным расчетам (2). Из R.W.Lindsay, J. Zhang (2006)

Если бы были уничтожены арктические льды, то в районе полюса на уровне моря средняя температура воздуха в теплый период повысилась бы с -2 до +2 °C, а в холодный – с -29 до -3 °C.

Появление льда в океане зависит, главным образом, от верхнего опресненного слоя морской воды. Поэтому при современной структуре поверхностных вод Северного Ледовитого океана, однажды уничтоженные полярные льды очень быстро восстановятся в своих прежних размерах. Лишь при удалении опресненного слоя, что обеспечивает поток тепла из глубин океана к поверхности, создадутся условия, препятствующие восстановлению ледяного покрова (Котляков, 2002).

Климатические условия на Земле связаны с морскими ледяными покровами, которые, в свою очередь, очень устойчивы к внешним воздействиям. Поэтому можно говорить об устойчивости современного климата, не способного измениться за короткое время антропогенных воздействиях, при активных таких как лаже изменение температуры воздуха вследствие парникового эффекта, возникающего из-за роста концентрации двуокиси углерода или аэрозоля в атмосфере. Ледовый режим Северного Ледовитого океана может измениться только в том случае, если будет нарушен баланс пресных вод в океане (Котляков, 2002).

Паковым льдом называют многолетний, преимущественно сплоченный морской лед, представляющий собой обширные поля толщиной 3-5 метра, которые могут дрейфовать. Ледяные острова в Арктике – это столовые айсберги, оторвавшиеся от шельфового ледника у берегов Гренландии или самого северного канадского острова Элсмир и вынесенные в Арктический бассейн. Под действием ветров и течений они дрейфуют в Северном Ледовитом океане, иногда многократно двигаясь по замкнутому кругу. Взяв старт у о.Элсмир, ледяной остров поворачивает на запад, идет вдоль берегов Канадского Арктического архипелага, а затем к северу от Аляски направляется в открытый океан. Отсюда остров движется сначала к северу, почти к району Северного полюса, а затем поворачивает на юг и возвращается к побережью о.Элсмир - месту старта. На один подобный круг уходит 10-12 лет, а всего таких замкнутых путешествий острова совершают по 2-3 года, прежде чем попадут в пролив между Гренландией и Шпицбергеном. Таким образом, некоторые ледяные острова находятся среди льдов Северного Ледовитого океана по 30-50 лет (Котляков, 2002).

Ледяные острова широко используют для организации временных ледовых аэродромов и научно-исследовательских станций длительного действия. На них располагались российские дрейфующие станции и несколько американских станций.

Ледяные острова и гренландские айсберги, в конце концов, выносятся генеральным дрейфом льдов из Северного Ледовитого океана в Гренландское море и Северную Атлантику, где они попадают в район оживленного морского сообщения между Северной Америкой и Европой. В ночь на 14 апреля 1912 г. один из гренландских айсбергов проплывал вдоль края Гольфстрима в 650 км южнее мыса Рейс на о. Ньюфаундленд и стал причиной одной из величайших в мире морских катастроф. С ним столкнулся океанский лайнер "Титаник" водоизмещением 45 тыс. т, считавшийся непотопляемым.

В результате плавания атомных подводных лодок подо льдами Северного Ледовитого океана удалось детально исследовать состояние морского льда снизу. В морском ледоведении появились новые термины, характеризующие лед в подводном плавании. С точки зрения подводника, дрейфующий лед выглядит как ледяной Благоприятный ледяной потолок. лед ЭТО потолок С многочисленными большими окнами во льду, которыми называют тонкую часть ледяного потолка обычно менее 1 м, с плоской нижней поверхностью. Окно во льду считается большим, если длина его больше 120 м, что позволяет всплыть современной подводной лодке, и малым, если длина его меньше 120 м (Котляков, 2002).

Морской лёд является сложным физическим телом, состоящим пресного льда, рассола, пузырьков ИЗ кристаллов воздуха И различных примесей. Морские льды образуются в море при замерзании воды при температуре около -1,8°C. Таяние морского льда начинается при температуре выше -2,3°С. По сравнению с пресноводным, он труднее поддаётся раздроблению на части и более 0,85 Плотность морского льда от ЛО 0,94  $\Gamma/CM^3$ . эластичен. определяется его пористостью, соленостью и содержанием пузырьков воздуха.

Соленость морского льда зависит от солёности воды, скорости льдообразования, интенсивности перемешивания воды и его возраста. Чем старше лед, тем он более пресный. В среднем солёность льда в 4 раза ниже солёности образовавшей его воды и варьирует от 0 до 15‰ (в среднем 3-8‰). Наличие пузырьков воздуха, т.е. пористость значительно уменьшает плотность льда. Солёность льда оказывает на плотность меньшее воздействие, чем пористость. При солёности льда 2‰ и нулевой пористости плотность льда составляет 922 кг/м<sup>3</sup>, а при пористости 6% понижается до 867 кг/м<sup>3</sup>; при нулевой пористости увеличение солёности с 2 до 6 ‰ приводит к увеличению плотности льда только с 922 до 928 кг/м<sup>3</sup>.

При образовании морского льда между целиком пресными кристаллами льда оказываются мелкие капли солёной воды, которые

постепенно стекают вниз. Температура замерзания и температура наибольшей плотности морской воды зависит от её солёности. Морская вода, солёность которой ниже 24,695‰ (так называемая солоноватая вода), при охлаждении сначала достигает наибольшей плотности, как и пресная вода, а при дальнейшем охлаждении и отсутствии перемешивания быстро достигает температуры замерзания.

Если солёность воды выше 24,695‰ (солёная вода), она охлаждается до температуры замерзания при постоянном увеличении плотности с непрерывным перемешиванием (обменом между верхними холодными и нижними более тёплыми слоями воды), что не создаёт условий для быстрого выхолаживания и замерзания воды, то есть при одинаковых погодных условиях солёная океаническая вода замерзает позже солоноватой.

B морского чистый состав льда входят лед. выкристаллизовавшиеся соли, рассол и газообразные включения. льда, характеризующая Соленость морского степень его минерализации, зависит от скорости нарастания льда, солености воды, из которой морской лед образуется, и возраста льда. Средняя соленость вод Мирового океана составляет 35‰. Соленость морского льда значительно ниже. С течением времени, по данным Б.А. Савельева, морской лед за счет стекания рассола вниз опресняется, в нем появляются пузырьки воздуха, он теряет прозрачность. Так, 5-6‰. средняя соленость однолетнего льда a многолетнего колеблется от 0,01 до 1,0%. С течением времени не только уменьшается соленость льда в целом, но изменяется и сам состав воды. При понижении температуры льда ниже -2,1°C выпадает карбонат кальция, а при понижении ниже  $-8,2^{\circ}C$  – сульфат натрия, которые уже не участвуют в стекании рассола. Строение морских льдов существенно зависит от состояния водных масс и возраста льда. Для однолетних морских льдов спокойных водоемов, мощность которых не превышает 1,5-2 м, характерно увеличение размера кристаллов вниз по разрезу. При этом в верхней части выделяется слой с большим содержанием пор, солей и рассола. Лед слагается игольчатыми и пластинчатыми кристаллами аллотриоморфно- и гипидиоморфно-зернистой структуры с преобладанием поясной ориентировки. В нижней части толщи лед становится более пресным ПЛОТНЫМ, наблюдается постепенный И переход К полярной ориентировке кристаллов за счет индивидуального и фронтального

выклинивания, воздушные включения образуют характерную горизонтальную слоистость.

Строение многолетнего ледяного покрова на водных акваториях Северного Ледовитого океана более сложное. Его максимальная мощность не превышает 6-7 м. В результате таяния сверху и нарастания снизу многолетний лед обновляется. В отличие от однолетнего структура его менее упорядочена. По разрезу многолетнего льда отчетливо прослеживается слоистость, обусловленная различным кристаллическим строением. Различают слои зимнего нарастания, имеющие вертикальную направленность кристаллов, нарастания, осей И слои летнего оптических мелкозернистой кристаллов, отличающиеся структурой формой солей. изометричной ИХ И малым содержанием Формирование морских льдов в условиях течения или волнения приводит к сложным метаморфическим образованиям.

По структуре морской лёд условно делится на игольчатый, губчатый и зернистый, хотя чаще встречаются смешаные структуры.

Морские льды по своему местоположению разделяются на три типа: припай, дрейфующие льды и многолетние паковые льды.

По стадиям развития льда выделяют несколько начальных видов льда: ледяные иглы, сало, снежура, шуга, а также донный лед. Дальнейшая стадия ниласовые льды: нилас, склянки, блинчатый лед. Третья стадия молодые льды, которые делятся на серый лед толщиной 10-15 см и белый лед толщиной 15-30 см. Морской лёд, развивающийся из молодого льда и имеющий возраст не более одного зимнего периода, называется однолетним льдом. Этот однолетний лёд может быть: тонким (30 – 70 см), средней толщины (70 – 120 см), толстым однолетним льдом (более 120 см). Если морской лёд подвергался таянию, хотя бы в течение одного года, он относится к старым льдам.

Старые льды подразделяются на остаточный однолетний, не растаявший летом лёд, находящийся вновь в стадии замерзания; просуществовавший двухлетний, более одного года (толщина достигает 2 м), многолетний – старый лёд толщиной 3 м и более, переживший таяние не менее двух лет. Поверхность такого льда покрыта многочисленными неровностями, буграми, образовавшимися неоднократного таяния. Нижняя результате поверхность В также отличается большой неровностью и многолетних льдов разнообразием форм.

*Айсберг* (нем. Eisberg, "ледяная гора") – крупный, свободно плавающий фрагмент льда в океане, море иногда в большом озере. Поскольку плотность льда составляет 920 кг/м<sup>3</sup>, а плотность морской воды – около 1025 кг/м<sup>3</sup>, а пресной – около 1000 кг/м<sup>3</sup>, около 90 % объёма айсберга находится под водой.

Айсберги выводных ледников имеют столообразную форму (рис. 4.2) с слегка выпуклой верхней поверхностью, которая расчленена различного вида неровностями и трещинами.



Рис. 4.2. Айсберги и паковый лед, ледник Ларсена, Антарктика

Айсберги покровных ледников отличаются тем, что их верхняя поверхность практически не бывает ровной. Она несколько крыши. наподобие Иx наклонена, односкатной размеры, ПО айсбергов другими видами Южного сравнению c океана, наименьшие.

Айсберги шельфовых ледников имеют, как правило, значительные горизонтальные размеры (десятки и даже сотни километров). Их высота в среднем составляет 35–50 м. У них ровная горизонтальная поверхность, почти строго вертикальные и ровные боковые стенки.

В 2000 г. от шельфового ледника Росса откололся в результате механической абляции наибольший известный на данный момент айсберг В-15 площадью свыше 10000 км<sup>2</sup>.

Другой айсберг, отколовшийся от шельфового ледника Росса, названный В7В, размером 19 на 8 километров, был замечен в начале 2010 года при помощи спутниковой съемки на расстоянии примерно 1700 километров к югу от Австралии. На то, чтобы уплыть так далеко на север у айсберга В7В ушло около 10 лет.

Если айсберг синего цвета или полосатый (рис. 4.3), скорее всего ему более 1000 лет. Тёмно-синий цвет имеют так называемые "чёрные" айсберги, недавно перевернувшиеся в воде.



Рис. 4.3. Айсберг, сформированный базальным слоистым льдом, Антарктика

Предполагается, что в некоторых случаях захоронение айсбергового льда в прибрежных условиях ведёт к формированию подземных пластовых ледяных залежей.

Отрицательные температуры в арктических морских бассейнах создают возможность сохранения ледяных тел, сформировавшихся в субаэральных условиях и погребенных в морские осадки. Для современных условий это хорошо иллюстрирует процесс образования стамух.

собой Стамухи представляют торосистые образования динамического происхождении, формирующиеся на отмелях, банках и рифах при глубинах моря, не превышающих обычно 20 м. Плавучий торосистый лед, попадая на мелководные участки моря, осадками, смерзается ДОННЫМИ становится неподвижным С И превращается в стамухи (рис. 4.4). Длина стамух изменяется от 50 до 4750 м, ширина - от 20 до 3500 м и высота - от 3 до 20 м и более. Размер килей гряд торосов на дрейфующих льдах шельфа российских замерзающих морей находится в диапазоне от 3 до 25 м. (Харитонов, 2005). Пожалуй исключением является Северный Каспий, где отмечаются небольшие значения подводных частей (килей) стамух, ограниченных малыми глубинами, и большие значения высот надводных частей (парусов), достигающих 10-15 м. (Смирнов, Миронов, 2010).





Большинство стамух в течение летнего сезона разрушаются, но среди них встречаются и многолетние. Если судить по температурам на границе многолетних льдов (при их толщине 8 м), которая в течение года изменялась от  $-2,4^{\circ}$ С в июне до  $-3,8^{\circ}$ С в апреле, донные осадки могут промерзать и сохранять часть ледяного массива, погруженного в грунт.

При образовании стамух плавучие льды выпахивают морское дно на глубинах в десятки метров и могут частично погребаться.

Нередко на дне полярных морей при кристаллизации переохлажденной воды образуется донный лёд, он, как правило, имеет рыхлую пористую структуру (Dayton et al., 1969; Sadler, Serson, 1981; Reimnitz et al., 1987).

Всплывающий донный лед и шуга (внутриводный лед) доставляют на поверхность моря донные отложения и взвешенные наносы, которые включаются в ледяной покров.

В отдельные годы лед моря Бофорта содержит до 1000 м<sup>3</sup>/км<sup>2</sup> мелкозернистых наносов, а общее их количество в ледяном покрове у берегов Аляски более чем на порядок превосходит количество минерального материала, поставляемого в море реками. Ледяные кристаллы при образовании донных льдов довольно значительно проникают в морские рыхлые осадки.

Фактором, существенно ограничивающим возможности накопления донных льдов, является его плотность, которая ниже плотности морской воды, поэтому, чем больше объём донного льда, тем больше его подъемная сила. Но незначительные прослойки донных льдов, а тем более небольшие скопления и единичные рассеянные кристаллы, несомненно, могут существовать длительное время.

При условии существования постоянных отрицательных температур и непрерывного осадконакопления донный лед переходит в погребенное состояние и становится неотъемлемой частью морских субаквальных толщ (Хименков, Брушков, 2003; Мельников и др., 2010).

Задачи изотопного исследования морских льдов следующие:

- о выявить диапазон вариаций  $\delta^{18}$ О и  $\delta D$ ;
- о расчитать средние значения  $\delta^{18}$ O и  $\delta$ D;
- о изучить вертикальное распределение  $\delta^{18}$ O и  $\delta$ D;
- о установить, из каких вод сформированы морские льды, и в какой мере в их сложении участвует снег.

# 4.3. Многолетние льды на море Лаптевых

Припайные и многолетние паковые льды мощностью 1-3 м изучены Х.Эйкеном с соавторами (Eicken et al., 2005а) в море Лаптевых в районе впадения рек Лены и Яны (рис. 4.5) между  $72^{\circ}30'$  и  $75^{\circ}$  с.ш.;  $125^{\circ}$  и  $133^{\circ}$  в.д. и в Чукотском море и море Бофорта между  $70^{\circ}30'$  и  $73^{\circ}$  с.ш. и  $162^{\circ}$  и  $168^{\circ}$  з.д. (Eicken et al., 2005b).

Изотопный состав морских льдов часто коррелирует с их соленостью. Данные по солености и изотопно-кислородному составу, полученные по кернам 1-2,5-метровых скважин в море Лаптевых, фиксируют неоднородность в значениях  $\delta^{18}$ О льда, и связь изотопного состава с соленостью льда и расстоянием от устья р.Лена. Наиболее изотопически легкий лед ( $\delta^{18}$ О изменяется от –17 до –15‰) получен из сформировавшейся вблизи дельты р.Лена припайной льдины, соленость которой близка к нулю в нижней части и достигает 2‰ на поверхности (рис. 4.5).



**Рис. 4.5.** Изменения солености (а) и изотопного состава (б) в ледяных кернах из скважин, пробуренных в морском льду моря Лаптевых в районе дельты р.Лена в районе от 72°30′ с.ш., 125° в.д. до 75° с.ш., 133° в.д. (по Н. Eicken et al., 2005а); стрелками отмечены слои льда с азимутальной ориентацией С-оси, насыщенные минеральными включениями, 1 – керн 1, 2 – керн 3, 3 – керн 8, 4 – керн 11

Значения  $\delta^{18}$ О в многолетних льдах со средней соленостью 3-6‰ составляют  $-8 \div -11$ ‰.

Образцы льда, полученные из краевой зоны многолетних моря Лаптевых, демонстрируют морских льдов большую вариабельность изотопного состава. В то же время не отмечены колебания изотопного состава в связи с выраженной азимутальной ориентацией прослоев льда, насыщенных С-оси отдельных минеральными включениями.



Рис. 4.6. Суммарная изотопная диаграмма и соленость морского льда моря Лаптевых, отобранного в 1999 г. в дельте р.Лены (по Н. Eicken et al., 2005а). Для сравнения приведены образцы воды и льда, полученные осенью 1995 г. в том же регионе: 1 – лед (осень, 1995 г.), 2 – вода (осень, 1995 г.), 3 – лед (1999 г.), 4 – линия смешивания вод рек Лены и Яны с водами Атлантики по среднему значению  $\delta^{18}$ О (–19,5‰), 5 – линии смешивания вод рек Лены и Яны с водами Атлантики по минимальному (–21‰) и максимальному (–18‰) значениям

Изучение изотопного состава и солености морских льдов моря Лаптевых (рис. 4.6) продемонстрировало, что поверхностные воды моря Лаптевых формируются в процессе смешивания пресных вод рек Лены и Яны и собственно морских вод Северной Атлантики.

Значения  $\delta^{18}$ О и солености морского льда моря Лаптевых идеально соответствуют линии смешивания этих вод. Значения среднего изотопного состава рек Лены и Яны определены в интервале от –18 до –21‰ (среднее значение –19,5‰). Соленость и изотопный состав льда, сформировавшегося из этих вод, характеризуется пониженной соленостью и относительно тяжелым изотопным составом.

Зависимость между соленостью морских льдов и их изотопным составом можно проследить также по результатам исследования припайного многолетнего морского льда на северо-восточном побережье п-ова Таймыр и на островах архипелага Северная Земля (Reimnitz et al., 1995).

Скважины пробурены в двух точках на припайном льду на о.Большевик (керн 239) и неподалеку от берегов о.Большевик у о.Старокадомский (керны № 263/0-2); примерные координаты района бурения скважин около 78° с.ш. 105° в.д.

Керн 239 получен из ледяной гряды, прилегающей к скалистому берегу шириной 10 м (рис. 4.7, а). Мощность льда 1 м. Верхние 43 см образованы очень пористым зернистым льдом. Значения  $\delta^{18}$ О верхнего слоя колеблются между –22,2 и –20‰, соленость льда менее 0,1‰. Зернистый слой льда в интервале 0,43-0,57 м со средним изотопным составом ( $\delta^{18}$ O = -7 ÷ -10‰) содержит небольшое количество пылевых частиц.

Это свидетельствует о континентальном происхождении снега, сформировавшего верхние слои морского льда. Нижняя часть керна состоит из прослоев льда призматической и зернистой структуры, сформировавшихся из морской воды. На это указывает изотопный состав воды, из которой образовался лед ( $\delta^{18}O = -1 \div -2\%$ ), с учетом фракционирования во время замерзания на 2,5 ‰. Керн 263-0 отобран в 10 м от трещины, отделяющей дрейфующий лед от припая к северозападу от о.Старокадомский (рис. 4.7, б). Толщина льда составила 1,4 м. В интервале 0,17–0,57 м лед очень пористый. Соленость достигает пика 1,2‰ на глубине 1,3 м. Средняя соленость льда относительно низкая. Значения  $\delta^{18}O$  колеблются от –4 до –2‰, что указывает на довольно постоянный состав воды во время формирования льда в течение осени и зимы. Е.Реймниц с соавторами предполагают, что вода, из которой сформировался лед, имела изотопный состав между –3,5‰ и –7,0‰, что типично для моря Лаптевых.

Керн 263-2 (рис. 4.7, в) пробурен на противоположной стороне о.Старокадомский на льду мелководной лагуны. Толщина льда 1,76 м, он имеет в основном грубозернистую структуру. Средняя соленость (0-4,2‰) существенно выше, по сравнению с другими кернами из припайного льда (Reimnitz et al., 1995).

Изотопный состав льда варьирует в пределах от -1 до -3,5 ‰. Периодические изменения изотопного состава и солености отражают периодическое поступление морских вод в лагуну.



Рис. 4.7. Изотопный состав, структура и соленость морского многолетнего льда, пробуренного у о.Большевик (керн 239) и неподалеку от берегов о.Старокадомский (керны № 263/0-2), по Е. Реймниц с соавторами (Reimnitz et al., 1995), примерные координаты скважин: около 78° с.ш., 105° з.д. Структура льда: 1 – призматическая, 2 – смешанная призматическаязернистая, 3 – гранулированная (круглозернистая), 4 – гранулированная (полигональнозернистая)

#### 4.4. Многолетние льды на Чукотском море и море Бофорта

Изучение состава стабильных изотопов кислорода позволило X.Эйскену с соавторами (Eicken et al., 2005b) прийти к выводу, что во льдах, несущих минеральные включения, наиболее отрицательные значения отмечаются в восточной части моря Бофорта (керн 6-05)  $\delta^{18}O = -1,97\%$  (рис. 4.8). В керне 5-16 на востоке Чукотского моря значение  $\delta^{18}O$  достигает максимального значения 0,67‰, в керне, полученном еще западнее, среднее значение  $\delta^{18}O$  составило –1,571‰.



**Рис. 4.8.** Изменения изотопного состава в ледяных кернах из скважин, пробуренных в морском льду Чукотского моря (по H. Eicken et al., 2005b): 1 – скв. 5-12 (70°30'с.ш., 168° з.д.); 2 – скв. 5-16 (73° с.ш., 162° з.д.); 3 – скв. 6-05 в море Бофорта: (72° с.ш., 155° з.д); вертикальными линиями отмечены слои льда, насыщенные минеральными включениями

За исключением одного слоя в керне 5-12 (предположительно образованного протаявшим загрязненным снегом) значение  $\delta^{18}$ О

увеличивается с глубиной. Припайные и многолетние паковые льды, изученные Х.Эйкеном с соавторами (Eicken et al., 2005b) в Чукотском море и в море Бофорта, характеризуются одно- и двухпиковым распределением значений  $\delta^{18}$ О (см. рис. 4.8), что связано с включением прослоев снега.

Определенный интерес представляют собой данные по изменению изотопного состава дрейфующего льда на станции "Северный полюс-23", полученные В.И.Лобышевым с соавторами (1984) с июня 1977 г. по апрель 1978 г. (рис. 4.9).



Рис. 4.9. Вариации изотопного состава кислорода дрейфующего льда на станции Северный полюс-23. По В.И.Лобышеву и др. (1984): 1 – июнь 1977 г; 2 – июль 1977 г.; 3 – апрель 1978 г., начало отсчета смещается вследствие таяния льда сверху

Вмораживание в лед мерной рейки обеспечило возможность определения абсолютного значения координаты толщины льда, т.е. установить, что льдина протаяла сверху и, в то же время, лед намерз снизу, так что общая толщина льда не изменилась. Изотопный состав льда демонстрирует во всех случаях двухпиковое распределение значений  $\delta^{18}$ О в пределах  $-6 \div +3\%$ . С июня по октябрь значения  $\delta^{18}$ О монотонно возрастают от -2,7 до 0,7% и уменьшаются к апрелю до -2,6%. Наибольшая амплитуда колебаний отмечена для июля 1977 г., когда значения колебались от -6 до +3%.

Минимальное значение  $\delta^{18}$ О в чистом весеннем снеге там же составило –33,3‰ и варьировало от –21,1 до –12,4‰ в летних снежниках. Морская вода на глубине 5–35м от нижней поверхности льда характеризовалась значениями  $\delta^{18}$ О около –5,5‰. Значение  $\delta^{18}$ О во льду непосредственно над водой также составило –5,5‰. В соответствии с термодинамикой фракционирования изотопов при замораживании наблюдается утяжеление морского льда относительно воды, из которой он образовался. В.И.Лобышев с соавторами (1984) предположили, что утяжеление изотопного состава сверху вниз связано с диффузией тяжелого изотопа кислорода.

## 4.5. Многолетний морской лёд на ледяном шельфе Вард Хант

Самый большой ледник на шельфе Вард Хант (рис. 4.10) неподалеку от о.Элсмир (примерно между 83° и 84° с.ш., и 75° и 77° з.д.), площадь которого составляет 440 кв.км, а толщина 40-50 м, был изучен М.Джефрисом и М.Закингером (Jeffries, Sackinger, 1989).



Рис. 4.10. Ледяной остров Вард Хант и окружающий его многолетний морской шельфовый лед

Этот шельфовый ледник имеет сложную вертикальную и горизонтальную структуру, сформированную разными типами льда. Среди льдов выделяются: фирн, пресный лед, солоноватый лед и морской лед. Возраст льда определен в 400-500 лет. Ледяной керн (№ 86-8) получен на расстоянии примерно 1 км от берега (рис. 4.11).



**Рис. 4.11.** Вариации  $\delta^{18}$ О и солёности в толще мощного многолетнего морского льда на ледяном шельфе Вард Хант, северо-западные территории Канады, севернее о.Элсмир, (по M.Jeffries, W. Sackinger, 1989), вертикальный пунктир отделяет данные по солоноватому льду от морского

Толщина льда в точке бурения составила 10 м. Соленость варьирует от очень низкой (0,03‰) до довольно высокой (2,15‰), что не характерно для современного многолетнего льда (Cox, Weeks, 1974).

Значения  $\delta^{18}$ О в керне варьируют от +1,1‰ – типичного значения для морской воды (Craig, 1961), до -26,6‰, что очень

близко к значениям для осадков в данном районе (Jeffries, Krouse, 1987).

Солоноватый лед соответствует изотопным значениям –29,1‰  $\div$  –15,1‰, морской лед > –15,1‰. Вариации солености совпадают с колебаниями изотопного состава льда, минимумы и максимумы  $\delta^{18}$ О соответствуют минимумам и максимумам солености, т.е. более негативному значению  $\delta^{18}$ О соответствует более низкое значение солености.

Установлено, что солоноватый лед имеет вертикально ориентированную С-ось и не имеет микропластинчатой структуры, характерной для морского льда. Данные по ледяным кернам на шельфе Вард Хант указывают на то, что пресные и солоноватые воды медленно просачиваются под шельфовый ледник, где пресный и солоноватый лед намерзает снизу.

# 4.6. Морской лёд на северном побережье моря Бофорта

На западе о-ва Хершел, на востоке о.Байли и на северном побережье моря Бофорта, включая район озера Эскимо исследован (Carmack, Macdonald, 2008) молодой морской лёд толщиной около 2 м (примерно между 69° и 71° с.ш., и 129° и 133° з.д.). На этой располагаются территории крупных Первый два эстуария. сформирован р. Маккензи (двенадцатой рекой мира), годовой расход воды которой 330 куб. км, а годичный объем переносимых на шельф моря составляет 124 х  $10^{6}$ Бофорта осадков тонн. Из-за существенного поступления пресной воды влияние эстуария прослеживается вплоть до изобаты 20 м.

Второй крупный эстуарий – это 30 километровая система, образованная оз.Эскимо (68°52′ и 133°19′ з.д.) и заливом Ливерпуль (69°40′ и 130°50′ з.д.). Относительно плоский залив Ливерпуль имеет среднюю глубину 12 м и площадь около 4600 кв. км. Ледяные керны получены в толще морского льда в устье р.Маккензи на глубине 15 м и в Пойнт Аткинсон (Нувурак) в зоне торосов на глубине 2 м.

Вдоль побережья п-ова Тактояктак значения  $\delta^{18}$ О и солености на границе вода–лед снижаются при поступлении вод рек под лед. На глубине от 50 до 100 см лед имеет постоянную соленость 4-5‰ и  $\delta^{18}$ О –8‰ (рис. 4.12). Эти величины характеризуют рост льда из морской воды с типичными для этого района показателями, т.е. соленостью около 23‰,  $\delta^{18}$ O = –10,6‰.



**Рис. 4.12.** Вариации  $\delta^{18}$ О и солёности в толще многолетнего морского льда в устье р.Маккензи на глубине 15 м (а) и в Пойнт Аткинсон (Нувурак) в зоне торосов на глубине 2 м (б). По Е.Кармаку и Р.Макдональду (Carmack, Macdonald, 2008)

В верхней части керна из Тактояктака запечатлены события возможного наводнения, когда зимой морские воды поступали на поверхность льда и быстро промерзали. Поскольку эти воды замерзли очень быстро, соленость льда высокая, а изотопный состав более тяжелый (рис. 4.13). Два таких события разделены слоем выпавшего снега, что графически выглядит как резкое снижение солености и  $\delta^{18}$ О. Для сравнения были отобраны керны в припайных льдах в устье р. Маккензи в пределах глубин 15 м и в Пойнт Аткинсон (Нувурак) в зоне торосов на глубине 2 м. Результаты продемонстрировали отсутствие зимнего подтопления в устье р. Маккензи. Отмечена лишь тенденция к распреснению и облегчению изотопного состава в нижних и верхних частях кернов из-за подледного поступления вод р.Маккензи. Анализ ветрового режима подтвердил, что на п-ве Тактояктак в результате сгонно-нагонных ветров могло произойти подтопление прибрежной территории.



Рис. 4.13. Подтопление, реконструированное на основании вариаций  $\delta^{18}$ О и солёности в толще многолетнего морского льда в Пойнт Аткинсон (Нувурак) в зоне торосов на глубине 2 м (по E.Carmack, R.Macdonald, 2008)

### 4.7. Морской лёд на севере Баффинова залива

Морской лёд толщиной 1,9 м изучен Т.Кавамурой с соавторами (Kawamura et al., 2001) на севере Баффинова залива в небольшом заливе Росс между о.Элсмир и о.Пим и неподалеку от мыса Смита на о.Элсмир между 78° и 78°45′ с.ш., и 75° и 74° з.д. Изотопно-кислородный профиль (рис. 4.14), полученный по керну 2-метровой скважины, отражает однородные условия формирования льда.

Отсутствие отклонения от нулевых значений  $\delta^{18}$ О отмечается по всему керну за исключением верхней части керна, где  $\delta^{18}$ О составляет –1‰. Это свидетельствует об образовании морского льда из морской воды с небольшим участием атмосферных осадков на поверхности. Это подтверждается распределением по профилю, как солености, так и плотности льда. Аналогичная изотопная диаграмма получена по морскому льду неподалеку от мыса Смита. Здесь значения  $\delta^{18}$ О варьируют от –1 до +0,4‰.

Исследования изотопного состава морских льдов, выполненное нами в разных районах рассийской Арктики показали, что льды часто могут иметь состав, значительно отличающийся от морской воды: а)  $\delta^{18}$ О в торосах морского льда у пос.Харасавэй (71°06′ с.ш., 66°45′ в.д.) на западе Ямала в январе 1984 г равна –0,6‰; б)  $\delta^{18}$ О плавучего морского льда у факт.Матюйсале (71°47′ с.ш., 76°49′ в.д.), север Гыданскогог п-ова в августе 1983 г равна –1‰; в)  $\delta^{18}$ О морского льда у острова Айон (69°47′ с.ш., 168°39′ в.д.) в июле 1986 г равна –1,9‰, а морская вода здесь же –8,9‰ (Васильчук, 1992, том 2).



льду в заливе Росс (север Баффинова залива) 14 апреля 1998 г. (а), 3 мая 1998 г. (б), Рис. 4.14. Вариации плотности, солености и изотопного состава в морском многолетнем 24 мая 1998 г. (в). Из Т.Кавамура и др. (Каwamura et al., 2001)

Исследование изотопного состава, морских льдов позволило установить, что

- Диапазон вариаций δ<sup>18</sup>O для морского льда составляет 18‰, значения δ<sup>18</sup>O могут изменяться от +3 до -15‰, однако чаще морской лед имеет сравнительно постоянный изотопный состав: значения δ<sup>18</sup>O колеблются около 0‰. Солоноватый лед может характеризоваться значениями δ<sup>18</sup>O от -15 до -26‰.
- Вертикальное распределение δ<sup>18</sup>О как многопиковое, так и монопиковое. Экстремально высокое содержание тяжёлых изотопов кислорода и дейтерия отмечается в нижней части льда и в прослоях с повышенной соленостью.
- Вода, из которой образовался лед, судя по изотопному распределению, частично атмосферная – верхняя половина льда, частично морская – нижняя половина льда.

# Глава 5. Изотопный состав пещерных льдов

# 5.1. Типы и распространение пещерных льдов

Пещерные льды выполняют обычно достаточно крупные пустоты в мерзлых горных породах и мономинеральных залежах подземных льдов. Эти пустоты заполняются льдом, образовавшимся из водяных паров затекающей сюда воды, набивающегося ветром снега. Происхождение пустот, как и льдов, различно. Это могут быть карстовые и термокарстовые пещеры, менее крупные полости, а также искусственные выработки (стволы, штреки шахт, туннели и др.). Пещерные льды встречаются и вне криолитозоны, даже в самых южных районах: на Южном Урале, в Крыму, на Кавказе и т.д.

Обычно пещерные льды подразделяют по происхождению выполняемых ими полостей на термокарстово-пещерные и карстово-пещерные льды, весьма распространенные в природе (Шумский, 1955; Втюрин, 1975).

Карстово-пещерные льды распространены как в криолитозоне, районах холодными вне ee В С зимами благодаря так И специфическим условиям циркуляции воздуха, а иногда вследствие адиабатического расширения восходящих потоков углекислого газа. Выполнение этих условий приводит к значительному местному охлаждению, обусловливающему возможность льдообразования. К настоящему времени открыто большое количество ледяных пещер: Кунгурская ледяная пещера на Урале, Ордынская подводная ледяная пещера в Пермском крае, пещеры Капитан Немо и Терещенко в Архангельской области, Конституционная, Ленинградская и другие пещеры Пинежского заповедника, ледяные пещеры в Юрьевых горах на Волге, в Крыму (здесь открыто более 40 ледяных пещер), на Кавказе, в горах Южной и Восточной Сибири, на Алтае, в Прибайкалье.

На плато Караби-Яйла в Крыму находится ледяная пещера Бузлук-Коба, значительная часть которой покрыта многолетним льдом. Весьма интересны натечные образования изо льда, образующие единые колонны. Площадь оледенения внутри пещеры в отдельные годы превышает 1 тыс. м<sup>2</sup>.

Ледяные пещеры Муйнак-Таш и Байслан-Таш находятся на правом берегу р. Белой в окрестностях д. Акбута Мелеузовского района, а Тирмян-Таш – на правом берегу р. Селеук близ д.Хазиной

Ишимбаевского района западного склона Башкирского Урала. Первые две образовались в известняках визейского яруса нижнего карбона, а третья – в нижнекаменноугольных или верхнедевонских карбонатных породах. В пещере Муйнак-Таш со сводов свисают небольшие ледяные сталактиты, а снизу поднимаются ледяные сталагмиты до 2 м высотой. Пещера Сумган расположена в Мелеузовском районе Республики Башкортостан, в 23 км восточнее п. Нугуш, в пределах Западного склона Южного Урала между хребтами Ямантау и Кибиз, на Нугуш-Бельском междуречье, в урочище Кутук-Сумган. Это самая протяженная пещера Урала, общая длина ходов которой 9860 м. Глубина пещеры 134 м.

Как правило, пещерный лед можно наблюдать ЛИШЬ В пещеры, части где температура зимой привходовой воздуха значительно ниже нуля. Лед здесь сохраняется постоянно, если среднегодовая температура минусовая. Таких пещер много. Из наиболее известных на Урале, помимо Кунгурской ещё Уинская, Мечкинская, Мазуевская, Крясь-Тишек, Первая и Третья Кутукские.

Нередко встречаются также пещеры, где в привходовой части даже летом температура воздуха гораздо ниже, чем в глубине полости (отрицательная температурная аномалия). Разница температур составляет 2-4° и более. В среднем Предуралье отмечено около 15 таких пещер. На Южном Урале отрицательная аномалия обнаружена Максимовича, Сумган-Кутуке. Сухой Ате, Иногда В зона простирается вглубь отрицательной аномалии полости на Кунгурской значительное расстояние. В ледяной пещере протяженность такой зоны 350 м. В связи с этим "ледяная гора" сильно охлаждается. По расчетам В.С. Лукина, ежесуточная потеря тепла вмещающими пещеру породами составляет около 2 млн. килокалорий. В пещерах, имеющих небольшой вход, от которого горизонтальный поднимающийся или идет вверх коридор, исключается возможность затекания холодного зимнего воздуха. В таких случаях температура воздуха уже в нескольких метрах от входа может быть такой же, как и в глубине.

Ледяная Ленская пещера расположена на границе Якутии и Иркутской области немного выше впадения в Лену р.Дерба, в 117 м над урезом воды в р. Лене. На берегах оз.Байкал многолетние ледяные сталактиты, сталагмиты и сталагнаты обнаружены в пещере Мечта и Бол. Байдинская. Кульдюкская ледяная пещера на Алтае получила название от ручья Кульдюк (бассейн р. Сема).

Кунгурская пещера находится на юго-востоке Пермского края, на северо-восточной окраине Кунгура вдоль правого берега реки Сылвы, где тянется возвышенный массив с белыми скалистыми обнажениями гипсов и ангидритов с прослойками известняков, -В Кунгурской пещере располагаются Ледяная гора. крупные подземные полости, такие как грот Дружба народов, Великан, часть которых частично заполнена льдом. В гроте Географов, Бриллиантовом друзы ледяных кристаллов достигают 10-15 см в поперечнике, они не исчезают и летом. Ледяные сталагмиты и сталактиты, натечные покровные ледники, крупные кристаллы холодных гротах: Бриллиантовый, изморози встречаются В Полярный, Скандинавский – в этих трех гротах находятся массивные ледяные натеки на полу. В холодных удаленных гротах, таких как грот Руины, ледяные сталактиты образуют завесы, напоминающие струи дождя, а при обильном поступлении воды нарастают ледяные каскады.

Многолетние льды в виде крупных ледяных сталагнатов располагаются в гроте Полярном. В настоящее время эти ледяные размере, преимущественно образования увеличиваются В ЭТО происходит весной и летом, тогда как в зимний период за счет сублимации лед частично испаряется (Раш, Смирнов, 2008). Высота ледяных сталактитов Кунгурской ледяной пещеры составляет 2-4 м, вековые слоистые толщи покровного льда достигают 3-4 M. Предполагаемый возраст этого льда может быть более 10 тыс. лет.

Лед в пещерах имеет различный генезис. Выделяются конжеляционные, сублимационные и осадочно-метаморфические льды. Источником пещерных льдов может быть текущая вода, водяные пары и снег.

Гидрогенные (конжеляционные) льды характерны для пещер с суровым температурным режимом, они делятся на наледи, к которым относят сталактиты, сталагмиты, сталагнаты, покровы, гребешки, каскады, драпировки и ансамбли - сочетания простых форм, а также из брызг воды - это кораллиты и "экраны", "коры обледенения" на полу и стенах пещер. Инфильтрующаяся вода формирует ледяные иглы. В пещерах также встречаются льды водоёмов (это не только "покровный", то есть поверхностный лёд на реках и озёрах, но и плавающие кристаллы, забереги, шуга, льдины, донный лёд), обвальные ледяные отложения и лёд горных пород (он может быть сегрегационным, льдом-цементом, инъекционным и погребённым).

Сублимационные льды образуются при охлаждении воздуха в (динамических) ветровых пещерах (например, пещера Айсризенвельт, Австрия). На поверхности охлажденных горных пород и на льду образуются сублимационные формы, такие как иней, Сублимационные кристаллы. обычно изморозь, кристаллы появляются в таких местах пещерных галерей и залов, где холодный сухой воздух контактирует с тёплым и влажным воздухом. Обычно это происходит вблизи противотока воздуха в основном пещерном канале, когда холодные воздушные потоки перемещаются вдоль пола, а более тёплые – вдоль свода галерей в обратном направлении. Кристаллы наблюдаются и в местах, где в основную галерею поступает более тёплый воздух из боковых галерей. Кристаллы растут чаще всего на сводах полостей, в углублениях на стенах, в трещинах породы. Сублимационные кристаллы видели также и на сводах полостей внутри пещерного льда (например, в пещере Большой Бузлук в Крыму, в пропасти Снежной на Кавказе) и в трещинах и пещерах горных ледников.

Осадочно-метаморфические льды образуются ИЗ снега. попадающего в пещеру. Происходит уплотнение снега, который, вначале превращается в фирн, а затем – в глетчерный лед. Иногда этот лед даже начинает двигаться, образуя подземный ледник Франция). Скопления снега образуются (Аржантьер, только В подземных полостях с большими входами. Снег залетает в пещеру или накапливается на уступах шахт, срываясь вниз небольшими лавинами. Известны случаи формирования подземных снежных конусов объемом десятки-сотни кубометров на глубине 100-150 м под входным отверстием (Крым, Бездонная). Одно из самых больших скоплений снега описано в шахте Снежная (Грузия). Первоначально снег поступает во входную воронку глубиной 40 м и площадью по верхнему краю 2000 м<sup>2</sup>. Отсюда он поступает в 130-метровую шахту шириной от 2 до 12 м (область транзита). Через отверстие в ее дне он попадает на глубину 200 м, в Большой зал, где образует конус площадью около 5 тыс. м<sup>2</sup> и объемом более 50 тыс. м<sup>3</sup>. В разные годы его конфигурация меняется, так как в снегу образуются снежноледовые пробки или округлые проталины - каналы дождевого стока, меняющие пути поступления снега с поверхности.

В ряде пещер Урала, где температура воздуха в летнее время не поднимается значительно выше нуля, лед сохраняется и летом. В местах капели со свода свисают ледяные сталактиты. Чаще всего это

обычные сосульки, имеющие форму занавесей. Сталактиты всегда Напротив, ледяные сталагмиты бывают прозрачны. нередко мелочно-белыми. полностью частично Такие ИЛИ различия определяются условиями кристаллизации льда. При температурах, близких к нулю, возникает прозрачный монокристаллический лед. При более глубоком охлаждении лед поликристалличен. Форма ледяных сталагмитов разнообразна. Если температура окружающего образуются воздуха сравнительно высока, конусообразные сталагмиты с широким основанием. Чем ниже температура воздуха, тем выше и тоньше сталагмит. В холодные зимы во многих пещерах вырастает "лес" длинных палкообразных сталагмитов, достигающих иногда высоты человеческого роста.

Часто встречаются ограненные ледяные кристаллы. Они создаются в результате перехода паров воды непосредственно в лед на поверхностях, охлажденных ниже нуля, при медленном вытекании из пещеры воздуха, пересыщенного водяными парами, и срастаются в живописные гирлянды длиной до 0,5-0,7 м. Ледяные кристаллы имеют прямоугольно-пластинчатую, шестиугольно-пластинчатую и многие другие формы. Их вид зависит от температуры, при которой образуются кристаллы. Чем она ниже, тем меньше поперечных кристаллов и больше их длина. При значительных похолоданиях на поверхности (до -30° и ниже) в некоторых пещерах возникают игольчатые монокристаллы в виде длинных "усов" (до 10-20 см).

В ряде уральских пещер пол гротов и галерей покрыт льдом, образующимся за счет замерзания воды пещерных озер или ручьев, а также из падающих со свода кристаллов. Круглогодично лед сохраняется лишь в пещерах с большим входом и наклонным полом входного грота, а также на дне колодцев и шахт. Такие полости носят название пещер-ледников. В некоторых из них площадь оледенения значительна. Так, в Аскинской ледяной пещере она достигает 5000 кв. м. Пещерой-ледником является также полость Сумган-Кутук. В отдельные годы длина ледника в ней бывает 160 м.

В нижнем ярусе пещеры Сумган в Башкортостане находится грот, заполненный ледником, площадью 120 кв. м (летом). На леднике возвышаются 4 ледяных сталагмита до 5 м высотой и до 1,5 м в диаметре. Зимой оледенение распространяется до 300 м от от центра входной шахты.

В пещерах Байкала отмечаются конические, сложные, килевидные сталактиты, сталагмиты – барабанные палочки
(булавовидные), сложные, массивные под сталактитами, а также сталагнаты (колонны) – конические снизу, раздутые в средней части, с массивным основанием и сталагмитами. Размеры ледяных сталактитов достигают 1,5 м, сталагмитов – 2,5 м (Трофимова, 2006).

Положение капельников сезонных И многолетних четко контролируется направлением трещин, которым ПО В полость проникают воды. подземные В.Е.Дмитриев вслед 3a Н.И.Толстихиным называл ледяные формы, возникающие в зоне отрицательных температур при поступлении концентрированного стока воды, висячими наледями. По-видимому, ледяные сталактиты, сталагмиты и сталагнаты следует называть натечно-капельными 2006). Широкое (Трофимова, распространение наледями на горизонтальных и субгоризонтальных площадках пещер Мечты, Большой и Малой Байдинских, Рядовой и Бурун-ледяной получили формирующиеся при инфлюационном наледи покровы, поступлении воды в охлажденные ниже 0°С полости. Образование наблюдается покровов привходовых сезонных В частях всех указанных подземных полостей. Площади наледей не превышают 8-10 м<sup>2</sup>, к июлю происходит их полное стаивание.

Многолетние наледи-покровы развиваются в Мечте, Бол. Байдинской, Мал. Байдинской и Бурун-ледяной. Площадь наледного тела в Мечте (в системе "Метрополитен") достигает 200 м<sup>2</sup>, Бол. Байдинской – 50, Мал. Байдинской – 20, Бурун-ледяной – 11 м<sup>2</sup>, его мощность во всех пещерах варьирует от 0,1 до 0,4 м. Покровный лед пещеры Мечта имеет преобладающий гидрокарбонатно-кальциевый состав при минерализации 118 мг/л.

Три основных типа пещерных льдов наблюдаются в 11 пещерах сублимационные Байкал \_ конжеляционные, И снежно-03. инфильтрационные. По условиям возникновения пещерного холода, выделяются следующие накоплению снега и льда три типа подземных полостей: холодные мешкообразные, холодные сквозные с меняющимся в теплый и холодный сезоны направлением тяги воздуха и карстовый колодец (Трофимова, 2006).

Высота ледяных сталактитов Кульдюкской ледяной пещеры составляет 17 м, слоистые толщи массивного льда достигают 20 м. В ней находится самый большой из известных карстовых ледников России - Кульдюкский площадью 510 м<sup>2</sup> и средней мощностью 15 м.

Иногда отмечается сохранение в пещерах льда, образованного в условиях многолетнемёрзлых пород (Сюрприз, Россия).

У.Макдональд выделяет интрузивный лед, т.е. проникший в пещеру лед ледника; имеется всего один пример таких льдов в пещере Кастельгард в штате Альберта (Канада). Особый случай - ледяные пещеры, образованные непосредственно во льду горных или покровных ледников. Их ледовые вторичные образования связаны с таянием и замерзанием вмещающего льда (Аймфьёмет, Норвегия и пр.).

Встречаются также гетерогенные льды, в которых отмечаются кристаллы разного происхождения. Например, сталагмиты, обросшие сублимационными кристаллами, или покровная наледь, в толще которой есть гнёзда льда, возникшие из опавших со свода сублимационных кристаллов.

Эйсрайзенвельт – ледяная пещера, расположенная в австрийском Верфене, приблизительно в 40 км к югу от Зальцбурга, в горе Хохкогель. Это самая большая ледяная пещера в мире, уходящая более чем на 42 км вглубь Альп, однако только первый её километр покрыт льдом. Так как вход в пещеры открыт круглогодично, холодные зимние ветра врываются в пещеру и замораживают снег внутри. Летом же холодный ветер дует изнутри пещеры ко входу и препятствует таянию ледяных образований.

Одной из самых крупнейших ледяных пещер является Демановская пещера в Словакии, на правой стороне Демановской долины в северной части Низких Татр. Она сформировалась на четырёх уровнях. Ее протяженность более 24 км.

Пещерные льды разного генезиса имеют различную минерализацию: самый "пресный" (всего 30-60 мг/л) – сублимационный и глетчерный лед, самый "соленый" – лед из гипсовых и соляных пещер (2 и более г/л).

Задачи изотопного исследования пещерных льдов следующие:

- о выявить диапазон вариаций  $\delta^{18}$ О и  $\delta D$ ;
- о расчитать среднее значение  $\delta^{18}$ О и  $\delta D$ ;
- о иссследовать вертикальное и горизонтальное распределение δ<sup>18</sup>O (и/или δD);
- о установить, из каких вод сформирован лед.

# 5.2. Многолетний лёд в пещерах Бортиг и Скаришоара в Румынии

Пещера Бортиг располагается в карстовой области Карпат на западе Румынии. Изученное в этой пещере ледяное тело имеет

мощность от 11 до 23 м. Наблюдения за поверхностью льда показали существенное таяние поздним летом и в начале осени.

Значения  $\delta^{18}$ О атмосферных осадков колеблются в интервале от -25 до -5‰, к ним близки значения просачивающейся воды: от -20 до -10‰ (рис. 5.1).



**Рис. 5.1.** Вариации изотопного состава в ледяной пещере Бортиг в Румынии. Из З.Керн (Z.Kern et al., 2009):  $1 - \delta D$  осадков,  $2 - \delta D$  просачивающейся воды,  $3 - \delta^{18}O$  осадков,  $4 - \delta^{18}O$  просачивающейся воды

Значения  $\delta D$  атмосферных осадков изменяются в широком диапазоне: от –200 до –60‰. Значения  $\delta D$  просачивающейся воды варьируют от –160 до –60‰. Колебания значений  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  синхронны.

Изучение концентрации трития в двух скважинах, пробуренных в толще пещерного льда, позволило сделать вывод о том, что лед формировался со скоростью 4,97 см/год в интервале 1953-1975 гг., а затем скорость накопления льда снизилась до 1,51 см/год. З.Керн предполагает, что просачивающаяся в пещеру вода не оказывает влияние на изотопный состав обнаруженного здесь пещерного льда, так как начало льдообразования совпадает с завершением фильтрации в пещеру осадков. Более вероятно, что данное ледяное тело сформировалось из проникающих в пещеру талых вод снаружи, и талых вод из снега, накопившегося в привходовой части пещеры (Kern et al., 2009). Пещера Скаришоара достигает 700 м в длину, имеет глубину 105 м и расположена на высоте 1165 м над уровнем моря в Апусенских горах в Румынии. Пещера образовалась в юрских известняках, ее площадь – около 3000 м<sup>2</sup>, а объем около 100 000 м<sup>3</sup>.

Среднегодовая температура воздуха вблизи пещеры составляет около  $-5,2^{\circ}$ С. В холодное время года с конца октября по апрель температура воздуха в пещере составляет  $-15^{\circ}$ С, в течение лета температура в пещере не зависит от вариаций внешней температуры и редко отклоняется от  $+5^{\circ}$ С. Результаты изотопного исследования льда (рис. 5.2) показали, что за периодом таяния льда 1947-1980 гг., последовал период роста объемов льда в 80-е годы и в период от 2006 по 2010 гг. Протаивание основания ледового блока имело место в 1982–1992 гг. и проходило со скоростью 1,5 см/год.



**Рис. 5.2.** Изотопный состав пещерного льда в пещере Скаришоара (Румыния), а – керн 2005 г., б – керн 2009 г.:  $1 - \delta^{18}$ O,  $2 - \delta$ D (по A.Perşoiu, A.Pazdur, 2010)

Из стенки льда высотой 6 м были отобраны 8 образцов веток ели и датированы радиоуглеродным методом от 245 до 820 лет (в нижней части есть инверсионная дата 1000 лет). Это указывает на то, что лёд

последовательно 600 лет. Значения формировался течение В 5.2) содержания стабильных тяжелых ИЗОТОПОВ (см. рис. демонстрируют неуклонное облегчение с глубиной,  $\delta^{18}$ О изменяется от -8,4 до -12,3‰, бD - от -55 до -85‰. Лёд, скорее всего, формировался двустадийно, в конце осени и в начале зимы. Авторы вначале полагали, что причиной изменения изотопного состава были изменения климата в сторону меньшей суровости. Надо сказать, что результаты датирования вполне согласуются с выводом о  $^{14}\mathrm{C}$ последовательном формировании этого пещерного льда.

Позднее А.Першою с соавторами (Perşoiu et al., 2011) повторно исследовали изотопный состав льда в пещере Скаришоара и пришли к несколько иным выводам. Изотопный состав атмосферных осадков в августе-сентябре варьирует:  $\delta^{18}$ O = от -7,1 до -11,0‰,  $\delta$ D = от -51 до -80‰ (Perşoiu et al., 2011).

В трёх неглубоких скважинах во льду изотопные вариации достаточно велики: в скважине А  $\delta^{18}O = \text{от} - 8$  до -12,3%,  $\delta D = \text{от} -56$  до -80%; в скважине Б  $\delta^{18}O = \text{от} -8$  до -12,2%,  $\delta D = \text{от} -55$  до -83%; в скважине В  $\delta^{18}O = \text{от} -8$  до -12,2%,  $\delta D = \text{от} -55$  до -83%; в скважине В  $\delta^{18}O = \text{от} -8,8$  до -12,6%,  $\delta D = \text{от} -61$  до -86%.

Важно, что до глубины примерно 2 м лед во всех трёх скважинах легче, чем нижележащий в интервале глубин от 2 до 10 м, на 3-4‰ по кислороду и на 25-30‰ по дейтерию. Это позволяет отнести верхние 2 м льда ко льду, образовавшемуся из осадков, профильтровавшихся в пещеру, а нижние 8 м к конжеляционному промерзанию озёрной воды.

пронаблюдать Авторы имели возможность сам процесс формирования пещерного льда и измеряли значения изотопного состава воды, которая была источником образования пещерного льда: рядом со скважиной А  $\delta^{18}$ O = -9,9‰,  $\delta$ D = -64‰; рядом со скважиной Б  $\delta^{18}$ O = -9,7‰,  $\delta$ D = -66‰; рядом со скважиной В  $\delta^{18}$ O = -9,9‰, δD = -66‰. А.Першою с соавторами (Perşoiu et al., 2011) также исследовали изотопный состав первой порции льда и воды в начале льдообразования: рядом со скважиной А лёд:  $\delta^{18}O = -8\%$ .  $\delta D$ = -47‰; вода  $\delta^{18}$ O = -10,5‰,  $\delta$ D = -67‰; рядом со скважиной Б лёд:  $\delta^{18}$ O = -7,8‰,  $\delta$ D = -54‰; вода  $\delta^{18}$ O = -11,1‰,  $\delta$ D = -72‰; рядом со скважиной В лёд:  $\delta^{18}O = -8,6\%$ ,  $\delta D = -59\%$ ; вода  $\delta^{18}O = -11,9\%$ ,  $\delta D$  $=-77\%_{0}$ 

На основании изотопных исследований А.Першою с соавторами (Pershoiu et al., 2011) уточнили, что лёд в пещере Скаришоара формируется из осадков, выпадавших за период позднее летосередина осени (август-октябрь). В конце октября начинается образование нового льда. Наиболее вероятно, что в пещере Скаришоара имеется два вида пещерного льда: лед, образовавшийся из профильтровавшихся в пещеру осадков и донный озерный лед, который образуется из талой воды.

## 5.3. Многолетний лёд в пещере "Абиссо Сут Марджине Детт Альто Брега" в Итальянских Альпах

Ледяной керн был получен из многолетних льдов из пещеры "Абиссо Сул Марджине Детт Альто Брега" в Итальянских Альпах (Citterio et al., 2004). Исследованное ледяное тело залегает в той части может проникать которую пещеры, не современный снег. В Мощность пробуренного блока льда составляет 1,2 м. На поверхности образования ледяного не отмечено аккумуляции, следов 3a исключением нескольких мелких сезонных ледяных спелеотем. Во льду пещеры отмечены резкие колебания значений δ<sup>18</sup>O: от −13 до -7‰ (рис. 5.3).



#### Рис. 5.3.

Пещерный лёд в скважине глубиной 1,2 м из пещеры Абиссо Сул Марджине Детт Альто Брега (LoLc 1650, Лекко Италия). По M.Citterio et al., (2005) Наиболее отрицательные значения  $\delta^{18}$ О варьирующие от -13 до -10% отмечены в этой пещере в основании ледяного тела.

В средней части отмечены три позитивных пика в интервале от -10 до -7%. В верхней части ледяного образования отмечается возрастание значений  $\delta^{18}$ О от -10 до -9%.

Авторы исследования, основываясь на данных кристаллографических исследований, данных по изотопному составу, выделяют три фазы аккумуляции и три фазы абляции. По текстурным кристаллическим особенностям лед данного И ледяного тела определен как озерный. Вероятно, всё же промерзание происходило очень медленно, с чем связан столь выразительный позитивный тренд в образце 1650-16 – почти на –7‰, тяжелее, чем возможная исходная вода. Предполагается, что лед пещеры "Абиссо Сул Марджине Детт Брега" Итальянских Альпах сформировался Альто В при последовательном промерзании мелких маленьких озер, каждое из которых формировалось на льду предыдущего.

## 5.4. Многолетний лёд в Добшинской пещере в Словакии

Добшинская ледяная пещера расположена около г. Добшина на берегу реки Гнилец в Словакии.



Рис. 5.4. Изотопный состав пещерного льда из пещеры Добшина Словакия. Из Х.Б.Клаузена и др. (Clausen et al., 2006)

Длина Добшинской пещеры составляет 1483 метра. В пещере содержится 110 кубических метров льда, который на многих местах достигает толщины 26,5 метров. Здесь присутствуют типичные формирования для ледяных пещер: сталактиты и сталагмиты, ледяные водопады, колонны и другие ледяные образования (прил. 3).

Один из ледяных кернов длиной 14 м был получен в главном зале пещеры. Значения  $\delta^{18}$ О в этом керне из ледяного тела (Clausen et al., 2006) в среднем составляют –8,39‰ и варьируют от –12 до –6‰; значения  $\delta$ D в среднем составляют –58,91‰, изменяются от –79 до –39‰ (рис. 5.4).

Предполагается, что формирование льда Добшинской ледяной пещеры происходит из атмосферных, в основном зимних осадков. На основании изучения химического состава льда и сопоставления изотопного состава с гренландской изотопной кривой начало формирования пещерного льда отнесено авторами к 1357 г. н.э.

## 5.5. Многолетний лёд в пещере Вукушик в Хорватии

Карстовая пещера Вукушик (44,8° с.ш., 14,98° в.д. 1470 м над уровнем моря), расположенная неподалеку от вершины Завижан горной цепи Велебит в Хорватии представляет собой карстовую полость в среднеюрских известняках. Она состоит из двух камер. Обе камеры заполнены конжеляционным льдом.

Мощность льда составляет 15 M. Общая площадь льда оценивается приблизительно в 50 м<sup>2</sup>, а его объем в 550-750 м<sup>3</sup>. З.Керном с соавторами (Kern et al., 2010) проанализировано две скважины во льду пещеры. Скважины были пробурены там, где поверхность льда была плоской. В прослое льда с большим количеством минеральных включений встречены остатки древесины, в этом же прослое встречены также обломки известняка размером до органическое 2 черное вещество. Согласно MM И данным радиоуглеродного датирования органического материала (197 ± 50 лет) и данным тритиевого анализа, лёд формировался около 200 лет.

Изотопный состав был определен для 36 образцов, при этом анализировались нижние 40 см керна длиною 2,40 м и полностью проанализирован керн длиной 26 см. Значения  $\delta^{18}$ О из пещеры Вукушик (Kern et al., 2010) в 36 образцах льда изменяются от -11,97‰ до -8,02‰,  $\delta$ D от -82‰ до -53,1‰ (рис. 5.5).



**Рис. 5.5.** Колебания состава стабильных изотопов кислорода (а) и водорода (б) во льду пещеры Вукушик относительно среднего состава метеорных вод летом и зимой (по Z.Kern et al., 2010).



Рис. 5.6. Соотношение  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D в ледяном керне из пещеры Вукушик и линия регрессии (1), для сравнения показана линия локальных атмосферных осадков (2) в Завижане (по Z.Kern et al., 2010) Практически все измеренные значения ложатся на линию глобальных метеорных вод и еще точнее соответствуют линии локальных метеорных вод:  $\delta D = 7.8 \cdot \delta^{18} O + 11.56$  (рис. 5.6).

Изучение изотопного состава льда позволило заключить, что пещерный лед сформировался из воды местных осадков. Вариации  $\delta^{18}$ О во льду от -8 до -12‰, а  $\delta$ D от -52 до -84‰.

Средний изотопный состав местных осадков, измеренный с сентября 2000 по август 2010 гг. составляет по  $\delta^{18}$ O –9,68‰ и по  $\delta$ D –63,1‰. Вариации значений  $\delta^{18}$ O и  $\delta$ D в летних осадках –7,79‰ и –44‰, а в зимних –11,90‰ и –82,0‰ соответственно. Изотопный состав пещерного льда ближе к изотопному составу зимних осадков.

Средневзвешенные значения изотопного состава пещерного льда пещеры Вукушик по данным, осреднённым для 20 образцов:  $\delta^{18}O = -9,94\%$ ,  $\delta D = -66\%$ , ближе всего к средневзвешенным значениям зимних, т.е. периода и сентября по май, атмосферных осадков:  $\delta^{18}O = -9,94\%$ ,  $\delta D = -65,6\%$ , тогда как среднегодовые атмосферные осадки несколько тяжелее:  $\delta^{18}O = -9,66\%$ ,  $\delta D = -62,78\%$ . Можно предположить, что летние атмосферные осадки почти не принимают участия в формировании льда.

## 5.6. Многолетний лёд в Мамонтовой пещере в горах Дахитайн в Австрии

Мамонтова пещере, в Заархалле, в горах Дахштайн в Австрии располагается на абс. высоте от 1828 до 1259 м, протяжённость её 65 км. Мощность пещерного льда достигает 6 м, его протяжённость – от 15 до 40 м. З.Керн с соавторами исследовали изотопный состав льда в 5,28-метровой скважине (рис. 5.7). <sup>14</sup>С возраст (695 ± 35 лет, GrA-14417) остатков древесины, найденных в основании пластового ледяного тела в соседнем с Заархалле залом - Финпаласт указывает, что возраст льда здесь не более 600 лет (Kern et al., 2011).

Изотопные вариации в ледяном керне из Мамонтовой пещеры составили по  $\delta^{18}$ O 3,5‰, по  $\delta$ D 26‰:  $\delta^{18}$ O изменяется от -12,95 до -9,51‰ (средние -10,88‰),  $\delta$ D от -92,8 до -66,2‰. Сравнивая с изотопными значениями атмосферных осадков (летом значения  $\delta^{18}$ O = -9,92‰, зимой -14,05‰, а среднегодовые -12,79‰) и карстовыми водами ( $\delta^{18}$ O = -12,16‰), З.Керн с соавторами пришли к выводу, что верхние 1,2 м пещерного льда сформировались из атмосферных осадков, а нижние – из местных карстовых вод (Kern et al., 2011).



Рис. 5.7. Состав стабильных изотопов в ледяном керне из Мамонтовой пещеры, Заархалле, в горах Дахштайн, в Австрии (по Z.Kern et al., 2011)

## 5.7. Многолетний лёд в пещере Монлези в Швейцарии

В Юрских горах на территории Швейцарии встречено 25 пещер, в которых обнаружены многолетние льды. Пещерные льды большой мощности были изучены в пещере Монлези (46°56′18′′ с.ш., 6°35′4′′ в.д.) в районе одноименного ледника на высоте 1135 м над уровнем моря (Loetscher et al., 2005, 2007). В пещере находится массив льда мощностью 13-15 м, объемом около 6000 м<sup>3</sup> (рис. 5.8, 5.9).



Рис. 5.8. Слоистость льда в ледяном массиве пещеры Монлези в Швейцарии. Из М.Лючера и др. (Loetscher et al., 2007)

В течение холодного сезона - с ноября по апрель наблюдается корреляция с температурой воздуха вне пещеры, а в течение летнего сезона температура воздуха очень стабильная и не превышает  $0^{\circ}$ С. Среднегодовая температура в пещере составляет около  $-0.7^{\circ}$ С.

В разрезе ледяного тела наблюдается два типа льда фирнизированный. конжеляционный Фирнизированный И лед образуется из снега, попавшего в пещеру зимой, он в основном аккумулируется пещеру. Конжеляционный V входов В лед весной, накапливается В основном когда В пещеру извне просачивается талая вода, повторно замерзающая в пещере.

В течение зимы грунт в пещере мерзлый, поэтому зимой просачивание влаги в пещеру исключается. Фирнизированный лед непрозрачен, состоит из крупных равноразмерных кристаллов, его прослои параллельны основанию пещеры. Конжеляционный лед состоит из ориентированных крупных кристаллов, прозрачен. Часто прослой тонкий криогенного содержит кальцита, сформировавшегося результате промерзания В воды И вымораживания осадка.



Рис. 5.9. Колебания изотопного состава в ледяном керне мощностью 0,7 м из пещеры Монлези в Швейцарии. Из М.Лючера и др. (Loetscher et al., 2007)

После отложения и конжеляционный, и фирнизированный лед подвергаются воздействию абляции в течение лета. Как правило, в течение лета на поверхности льда накапливаются мелкие обломки.

Изотопный состав был определен для 58 образцов в 0,7 м ледяного керна (на глубине от 1 до 1,7 м), это максимально возможное разрешение при крупнозернистой структуре, которой обладает данный лед. Значения  $\delta^{18}$ О варьируют от –7,3‰ до –12,3‰ (см. рис. 5.9). При этом в верхней части керна, в интервале 1,05-1,25 м изотопные вариации практически не выражены. Ниже, на глубине 1,3-1,7 м отслеживается сезонное изменение изотопного состава, при этом среднее значение  $\delta^{18}$ О = –9,7‰ ± 1‰.

Эти вариации изотопных значений находятся в хорошем соответствии с изотопным составом в осадках данного района в основной период накопления льда в пещере с марта по май. Лёд с пилообразными изменениями изотопного состава, мощностью 0,7 м сформирован из фильтрующихся осадков в течение 6 лет. Сезонные изменения изотопного состава позволяют определить скорость накопления льда, равную 6-10 см/год.

## 5.8. Многолетний лёд в пещере Каверн Дельорс в Квебеке, Канада

Пещера Каверн Дельорс (45°40'с.ш. 75°39') расположена в пределах Канадского щита у его восточной границы в докембрийских гренвильских мраморных отложениях (рис. 5.10). Район характеризуется заметными вариациями сезонных температур, января – -10,8°С,  $+20.9^{\circ}C$ средняя температура июля И сравнительно высокой суммой осадков – 945 мм.



**Рис. 5.10.** Геохимическая характеристика и изотопный состав сезонных ледяных образований в пещере Каверн Дельорс, Квебек, Канада: ледяного сталактита (а) и ледяного сталагмита (б). Из Д.Ласселя и др. (Laccelle et al., 2009)

Гренвильские мраморы в пещере Каверн Дельорс характеризуются 95% содержанием  $CaCO_{3}$ , значение  $\delta^{18}O$  в них составляет –7,9‰, а  $\delta^{13}C$  – 2,3‰. Изотопный состав и геохимические

характеристики ледяных сталактитов и сталагмитов, сформировавшихся в пещере, сходны: pH составляет 7-8, концентрация ионов кальция в среднем составляет 15,9 мг/л, что типично для карстовых вод данного района. Среднее значение  $\delta^{18}$ О во льду составляет –8,23‰, а  $\delta D$  –57,6‰.

Среднее значение  $\delta^{18}$ О в маленьких ручьях, питающихся карстовыми водами, составляет –7,5‰, а  $\delta$ D –56,6‰. Минимальные значения  $\delta^{18}$ O, равные –8,7‰, отмечены на конце сталактита, а максимальные –7,1‰ у его основания, амплитуда отдельных колебаний  $\delta^{18}$ O составляет 1-1,4‰ (см. рис. 5.10, а).

Концентрация ионов калия и натрия в разрезе сталактита изменяется практически синхронно, в то время как концентрация ионов кальция не изменяется. Изотопный состав также изменяется ритмически. В разрезе 0,5-метрового сталагмита показатель pH также изменялся по мере его роста от 6,9 до 7,9 (см. рис. 5.10, б). Концентрация ионов натрия и калия, также как и в сталактите, изменяется ритмически, однако в сталагмите наблюдаются и изменения концентрации ионов кальция. Значения  $\delta^{18}$ О варьируют между –7,9‰ и –8,9‰.

Хотя средние значения  $\delta^{18}$ О во льду сталактитов, сталагмитов, льда настенной изморози довольно близки, уравнения регрессии для каждого объекта различаются (Laccelle et al., 2009):

- для ледяного сталактита:  $\delta D = 5, 1 \cdot \delta^{18} O - 16, 2;$ 

- для ледяного сталагмита:  $\delta D = 5, 6 \cdot \delta^{18} O - 11, 1;$ 

- для настенной изморози:  $\delta D = 2,7.\delta^{18}O - 37,6.$ 

Это отражает несколько различный механизм формирования каждого вида льда.

Линия локальных атмосферных вод для данного района аппроксимируется уравнением  $\delta D = 7,5 \cdot \delta^{18}O + 5,9$ , т.е. это уравнение существенно иное, чем у пещерных льдов всех трёх типов.

Отсутстве тренда в вертикальном распределении стабильных изотопов в ледяных сталактитах и сталагмитах, также указывает на то, что они формировались из воды, просачивающейся сверху через толщу кальцитов в неравновесных условиях, следовательно, источником влаги для пещерных льдов были карстовые воды.

Изучение изотопного состава пещерных льдов позволило установить, что:

• Пещерный лёд формируется и из изотопически лёгких атмосферных осадков (как правило, зимних, тогда как летние

осадки почти не участвуют в образовании льда многих пещер), и из изотопически более тяжёлой воды карстовых вод и озёр, образовавшихся в пещерах.

- В пещере Бортиг лед мощностью 11-23 м, судя по изменениям концентрации трития, формировался со скоростью 4,97 см/год в интервале 1953-1975 гг., а затем скорость накопления льда снизилась до 1,51 см/год.
- Наиболее вероятно, что в пещере Скаришоара имеется два вида пещерного льда: лед, образовавшийся из профильтровавшихся в пещеру осадков и донный озерный лед.
- Многопиковость на изотопной диаграмме льда пещеры "Абиссо Сул Марджине Детт Альто Брега" в Итальянских Альпах вероятно связана с последовательным промерзанием мелких маленьких озер, каждое из которых формировалось на льду предыдущего.
- Формирование льда Добшинской ледяной пещеры происходит из атмосферных осадков, в основном зимнего периода. Начало формирования пещерного льда здесь датируется 1357 г. н.э.
- Значения изотопного состава пещерного льда пещеры Вукушик: δ<sup>18</sup>O = -9,94‰, δD = -66‰, ближе всего к средневзвешенным значениям зимних, т.е. периода с сентября по май, атмосферных осадков: δ<sup>18</sup>O = -9,94‰, δD = -65,6‰. Летние атмосферные осадки почти не принимают участия в формировании льда.
- Изотопные вариации в ледяном керне из Мамонтовой пещеры в горах Дахштайн составили для кислорода 3,5‰, а для водорода 26‰: δ<sup>18</sup>О изменяется от -12,95 до -9,51‰, δD от -92,8 до -66,2‰. Здесь верхние 1,2 м пещерного льда сформировались из атмосферных осадков, а нижние из местных карстовых вод
- В пещерном льду пещеры Монлези содержание тяжелых изотопов кислорода варьирует от -7,3‰ до -12,3‰. Лёд мощностью 0,7 м сформирован из фильтрующихся осадков в течение 6 лет, скорость накопления льда равна 6-10 см/год.
- Вертикальное распределение δ<sup>18</sup>O и δD в пещерных льдах многопиковое, экстремальные значения содержания связаны с сезонным изменением осадков и участием подземных вод.
- В пещере Каверн Дельорс среднее значение δ<sup>18</sup>О во льду ледяных сталактитов и сталагмитов составляет -8,23‰, а δD -57,6‰. Они формировались из воды, просачивающейся сверху через толщу кальцитов.

# Глава 6. Изотопный состав льдов в каменных и каменно-ледяных глетчерах

### 6.1. Типы и распространение каменных глетчеров

Каменный глетчер – крупное скопление грубообломочного материала в горах, содержащее лёд. По своему внешнему виду он напоминает ледник, лавовый поток или оползень (прил. 4). Иногда каменный глетчер бывает трудно отличить и от конечной морены, особенно это касается древних его разновидностей. В отличие от конечных морен каменный глетчер способен медленно двигаться по долине или горному склону. Но это свойство присуще только активным формам, которые со временем его теряют, превращаясь в неактивные - неподвижные образования. Еще в 1883 г. необычную которую сейчас называют каменным глетчером, описал морену, датский геолог К.Дж.В. Стинструп, который занимался исследованием ледников в Гренландии и обратил внимание на каменные глетчеры, приняв их за особую разновидность морены. В 1905 г. после публикации работы В. Кросса и Э. Хоу (Cross, Howe, 1905) о необычных каменных потоках в Скалистых горах появилось словосочетание "rock glacier". Полуперевод этого английского термина и был внедрен С.Н. Матвеевым (1938) в русскоязычную литературу (Горбунов, 2006). Важным структурным свойством каменных глетчеров является то, что объ`м содержащегося в них льда порового превышает величину значительно пространства обломочного материала в немёрзлом состоянии (Галанин, 2005, 2008). К.Крейнер и В.Мостлер (Krainer, Mostler, 2000) дали хорошее определение: каменные глетчеры - лопастевидные и языковидные образования, состоящие из мерзлого щебня, с ледяным цементом конжеляционного происхождения, включающие ледяные линзы или специфическими являющиеся ядра льда И И широко распространенными перигляциальными процессами на Земле.

В составе тел каменных глетчеров могут присутствовать разные типы льда, ледяные жилы и линзы. Соотношение и характер обломочного материала и льда в телах сильно варьируют, формируя их большое разнообразие. Мощность каменных глетчеров достигает 100 м и более, длина до нескольких километров.

Каменные глетчеры широко распространены в горных сооружениях Европы, Северной и Южной Америки и Центральной

Азии. Также они встречены в северной Азии: на Алтае, в Восточном Саяне, в Хамар-Дабане, на Камчатке.

На крайнем севере они отмечены на Шпицбергене (под 78-79° с.ш.) и в Гренландии, на п-ове Земля Мюлиса Эриксена (вблизи 82° с.ш.). Особенно примечательным В этом отношении является гористый остров Диско у западного побережья Гренландии (70° с.ш.). Этот остров - по определению О.Хумлума - настоящее "царство" каменных глетчеров, их здесь порядка 1700, а ледников около 1000. На крайнем юге они встречены в Антарктиде: в районе сухой долины Тейлора на Земле Виктории (под 77° ю.ш.), на о.Джеймса Росса, на Южных Шетландских островах, на о. Южная Георгия. Они типичны для гор Аляски, Скалистых гор Канады и США, для Анд Южной Широко представлены ОНИ Альпах Америки. В И В горах Скандинавии. Известны каменные глетчеры в горах Исландии и в Пиренеях. Отмечен каменный глетчер на склоне Кении в Экваториальной Африке. Распространены они и в горах Южного о-ва Новой Зеландии. Развиты каменные глетчеры в Карпатах и на Кавказе (Галанин, 2005, 2008; Горбунов, Горбунова, 2010).

изучении При ИЗОТОПНОМ детально опробуются преимущественно те каменные глетчеры, которые содержат мощные прослои. ЛИНЗЫ льда, поэтому большей И пласты ΜЫ для определённости будем ИХ чаще называть каменно-ледяными глетчерами. Это могут быть и более сложные и самостоятельные формы. Образования криогенные мерзлотного происхождения "каменные глетчеры, сцементированные именуют как льдом". глетчеры, возникшие из ледников, называют "каменными глетчерами с ледяным ядром" (Krainer, Mostler, 2000). Каменные глетчеры могут иметь как мерзлотное, так и ледниковое происхождение, представляя собой образования полиморфного ряда переходных явлений и форм гравитационного, криогенного и нивальномежду процессами гляциального рядов (Горбунов, Горбунова, 2009; Галанин, 2008). Часто каменные и каменно-ледяные глетчеры являются языками погребенными обломочного ледников, под плащом материала В (абляционной морены). Скалистых горах территории на Национального парка Джаспер обнаружено 65 каменных глетчеров ледникового генезиса и 54 глетчера неледникового происхождения (Luckman, Crockett, 1978).

Каменные глетчеры подробно исследованы У. Вайном (Wayne, 1981) в Центральных Андах на территории Аргентины в бассейне

р.Рио Бланко, где встречаются многие разновидности каменных глетчеров, в том числе лопастные и языкообразные. Высотные отметки, на которых расположены языки активных лопастных и языкообразных каменных глетчеров, выше 3500 м. Верхняя их часть расположена приблизительно на высоте 3700 м. Наиболее низкая высотная отметка активного края каменного глетчера 3300 м. Нулевая изотерма находится на высоте 3300 м, а на высоте 3700 м среднегодовая температура составляет –2,2°С. Солнечный свет редко попадает на крутые южные склоны цирков и долин, средняя температура на них на 3-5°С ниже, чем средняя для данной высоты, поэтому на южных склонах создаются условия для зарождения каменных глетчеров присклонового типа.

Сложный каменный глетчер состоит из двух и более языков общей шириной 350-850 м и уклоном поверхности от 12° до 15°, как правило, расположенных между крутыми сбросами (от 20° до 35°). "Тонкая" часть языков каменных ледников имеет 70-100 м в поперечнике, а в верхней части склона, где наблюдаются уклоны от 11° до 12°, они достигают ширины более чем 1000 м. Узкие длинные потоки текут за счет более стабильных неактивных частей каменного глетчера. Маловероятно, что эти длинные узкие потоки обломочного материала могут содержать много льда ледникового происхождения, особенно после того как каменные глетчеры минуют пороги на дне долины. Небольшие лопастные глетчеры шириной от 100-150 м до 200-600 м, с уклоном поверхности в диапазоне от 8° до 2°, вообще не содержат льда ледникового происхождения.

В одном из изученных обнажений в боковой части каменного глетчера размером от 20 до 50 м к концу сезона таяния в прослое щебня ниже валунного основания обнаружен лед цемент. В 1 м под поверхностью многолетнемерзлых пород обнаружены линзы прозрачного льда мощностью 10 см, размеры кристаллов в линзах от 2,5 до 4,0 мм в поперечнике. Щебень с песком ниже ледяных линз сцементирован льдом. Вода каплями стекает в нижнюю часть каменного глетчера (рис. 6.1).

Известны случаи обнаружения массивов чистого льда в каменных глетчерах даже вне зоны современного оледенения: на Аляске, в Итальянских Альпах и в Чилийских Андах.

Каменные глетчеры состоят из больших глыб кварцитов и гранитов или более мелких обломочных пород, формирующихся в результате морозного выветривания изверженных пород.



**Рис. 6.1** Каменно-ледяной глетчер с многолетнемёрзлым основанием (из W.Wayne, 1981): А. Продольный разрез; Б. Поперечный разрез этого каменного глетчера в верхней части. Зарисовка выполнена в неледниковом районе Анд, Мендоза, Аргентина

В любом случае, каменные глетчеры сверху покрыты обломочным материалом. Данные по обнажениям в активных и ископаемых каменных глетчерах указывают на то, что материал под валунным шлейфом – это диамиктон.

Этот диамиктон содержит большое количество обломочного материала, песка и ила, практически вообще не сортированного, который заполняет межглыбовое пространство. Если эта масса скреплена льдом-цементом, то этот сцементированный льдом каменный глетчер, медленно сползает вниз по склону под действием силы тяжести и под влиянием морозного крипа, дефлюкции.

Некоторые исследователи пришли к выводу, что все каменные глетчеры имеют ледяное ядро (Washburn, 1979). Расчеты величины сопротивления сдвигу смеси обломочного материала, скрепленного льдом, показывают, что маломощные каменные глетчеры не имеют возможности двигаться, если не содержат линз чистого льда. Следовательно, избыток льда должен присутствовать в большинстве активных каменных глетчеров. Таким образом, каменные глетчеры содержат ледяное ядро или линзы льда, деформация которых и приводит к движению каменного глетчера относительно ложа, вдоль склона перенося обломочный материал. Однако, остается под вопросом способ формирования ледяного ядра или линз льда. Лавинный снег, наледный лед или погребение камнепадом лавинной массы, конечно, могут быть источниками формирования ледяных линз. Однако все эти процессы, как правило, не могут быть главным источником чистого льда без включений.

К настоящему времени изучено несколько сотен залежей пластовых льдов на севере России и в Северной Америке, которые, сегрегационное всего, имеют инъекционноскорее ИЛИ сегрегационное происхождение (Mackay, 1973; Ю.Васильчук, 1992; А.Васильчук, 2005, 2007; Васильчук и др., 2009, 2011; Васильчук, Васильчук, 2010; French, 2011), хотя ряд исследователей считает их реликтами погребённых ледников (Соломатин, 1986, 2005; Murton et al., 2005, 2010; Murton, 2009). Многие из этих мощных пластовых залежей находятся в хорошо сортированных пористых осадках, которые были водоносным горизонтом для обеспечения подтока воды к поверхности промерзания.

Подобный процесс может объяснить и наличие льда в каменных глетчерах. Это подтверждает тот факт, что объем активных каменных глетчеров значительно больше, чем у их ископаемых остатков. Там где накапливается достаточно мощный слой делювия (примерно несколько метров), в холодной обстановке при температуре –5°С или ниже, достаточной для формирования многолетнемерзлых пород, многолетнемерзлые грунты начнут формироваться в верхней части делювия, а в основании каменного глетчера слой многолетнемерзлых пород обычно уже существует. Приток воды обеспечивается таянием вышележащих снежников, в этих условиях может осуществляться активная сегрегация льда на контакте с многолетнемёрзлыми породами, в результате чего происходит формирование линз и пластов льда.

Такое развитие ледяных ЛИНЗ мощностью OT нескольких десятков сантиметров сантиметров ДО приводит К повышению поверхности формированию особых форм, осыпи И обычно верхней расположенных части лопастного В ИЛИ маленького языкообразного каменного глетчера. Небольшие линзы льда могут дополнительно формироваться на вершине каменного глетчера под валунами, верх которых расположен в активном слое и которые выпучиваются на поверхность. Таяние снега и фильтрация талой воды вниз ведут к увеличению объема сегрегационного льда. Рост таких линз льда также объясняет подъём поверхности каменного глетчера в его верхней части.

Существование линз прозрачного льда в каменном глетчере, не связанного непосредственно с ледниками, было неоднократно описано при полевых исследованиях. Кристаллы, пузырьки воздуха, содержание и распределение песка в отдельных линзах льда отличаются от характеристик льда, сформировавшегося в результате захоронения лавинного материала или наледей.

формирования Для начала каменного глетчера требуется мощный слой обломочного Обычно достаточно материала. обломочный материал – это результат переноса каменного материала лавинами, камнепадами и обвалами, которые происходят в результате таяния ледников, землетрясений, длительных проливных дождей и процессов выветривания. В дальнейшем для развития каменного глетчера требуется непрерывное поступление обломочного материала, В основном OT осыпей И камнепадов, чтобы скомпенсировать передвижение обломочного материала вниз по склону.

В. Вэйном (Wayne, 1981) выделены три главных типа льда глетчеров: линзообразный пластовый 1) И каменных лёд С включениями обломочного материала 2) мощный слой льда. насыщенного обломочным материалом от нескольких метров до нескольких десятков метров, который перекрывает пластовый лед; 3) ледово-каменный меланж.

Лёд каменно-ледяных глетчеров состоит из мелких и крупных кристаллов диаметром от 5 до 30 мм. С.Вагнер (Wagner, 1990) измерил направление длинной оси ледяных кристаллов в каменном глетчере Миртл на глубине 9,5 м. Оно составило приблизительно 11°58' к уклону поверхности.

Химический анализ 17 метрового керна каменного глетчера Миртл продемонстрировал лишь незначительное присутствие примесей антропогенного генезиса. Большая часть нерастворимых примесей изо льда по составу соответствовали основанию каменного глетчера.

130

Различить лед ледникового и неледникового происхождения в зоне развития многолетнемерзлых пород довольно трудно. Трансформация исходных структур в результате воздействия течения в каменном глетчере, близость условий формирования льда в ледниках и каменных глетчерах осложняют это определение.

Наблюдаемые в каменных глетчерах кристаллы льда, которые имеют такую же ориентацию и такие же пузырьки, как и ледниковый лед, указывают на то, что кристаллы не могут в данном случае быть индикаторами происхождения льда. Сферические и продолговатые пузырьки встречаются в обоих типах льда, вытягивание пузырьков и в том и в другом случае связано с движением льда.

Стратиграфия и формирование чистого пластового льда и льда, насыщенного обломочным материалом, происходит как в ледниковой, так и во внеледниковой обстановке.

Можно предполагать, ЧТО глетчеров вода каменных формируется из подземных вод, насыщенных ионами, в то время как ледниковая вода имеет атмосферное происхождение и сравнительно более чистая. Однако химический состав ледниковых вод и недавно Грунтовых вод часто очень близок. Вдобавок накопившихся каменный глетчер – генетически неоднородное образование, он грунтовые атмосферного может включать И воды И воды происхождения. Надо ещё помнить, что насыщенный обломками базальный лед из основания ледников нередко очень близок по характеристике к подземным льдам, что связано с процессами метаморфизма придонных ледниковых льдов и их взаимодействием с ложем.

Обычно зона питания каменного глетчера расположена там, где накапливаются и лед, и обломочный материал. Все процессы формирования льда в зоне аккумуляции в горных ландшафтах связаны с метаморфизмом снега, поверхностным оледенением, наледями. При наличии отрицательных среднегодовых температур и воды в жидкой фазе формируется лед в виде жил, инъекций и сегрегационных линз. Источниками воды являются талые воды ледников, снежников, лавин, подземные воды, дождь и снег.

А.П.Горбунов (2006) констатирует, что главным следует признать разделение каменных глетчеров по их генезису на два основных типа. Первые именуются ледниковыми, приледниковыми, бронированными или погребенными ледниками, вторые - осыпными

или присклоновыми каменными. Первые прямо или косвенно связаны с ледниками, вторые лишены такой связи.

Наблюдение за каменными глетчерами в горах Корякского нагорья и на Чукотском полуострове, выполненное А.А.Галаниным (2005), показало, что наращивание мощности каменных глетчеров происходит здесь, главным образом, В летний период путем атмосферных осадков замерзания И талых снеговых вод на поверхности. Фирновое питание имеет подчиненное значение либо результате сезонного отсутствует. В такого намораживания (натечного, конжеляционного гольцового) льда происходит грубообломочного послойная цементация материала, обильно поступающего со склонов и стенок каров. Поэтому разрезы каменных глетчеров имеют более или менее выраженное слоистое строение. В присклоновых каменных многих глетчеров Чукотского, телах Колымского нагорий идентифицированы пласты Корякского И погребенного льда фирнового генезиса максимальной мощностью более 10 м. Наиболее крупные языковидные каровые глетчеры достигают длины 1,5-2 км и мощности 40-60 м. Они, как правило, смешанное питание, длительную историю развития, имеют запечатленную в чередовании пластов разновозрастного льда и внутренней морены, реликтовых ледяных ядер, мощных инъекционных жил.

Уникальные данные о строении каменного глетчера получены в начале 1920-х гг. при проходке транспортного тоннеля в горах Сан-Хуан, примерно в 300 км к юго-западу от города Денвера (37° с.ш.). Он прошел около 90 м по многолетнемёрзлой толще, затем почти 30 м во льду, а далее был продолжен в скальном массиве (Brown, 1925). Даже в сухих Чилийских Андах в ядре каменного глетчера описан 40 (Azócar, Brenning, Μ льда мощностью ДО 2010). пласт Долговременные (с 1961 по 2001 гг.) измерения скоростей движения каменных глетчеров Арапахо, Тейлор и Фэйр в Колорадо показали, что они движутся со скоростью 6,3-9,5 см в год (Janke, 2005).

Распределение радионуклидов <sup>3</sup>H, <sup>36</sup>Cl, <sup>35</sup>S, <sup>210</sup>Pb и <sup>238</sup>U было исследовано в каменных глетчерах и в их талых водах (Cecil et al., 1998; Gäggeler et al., 1990; Wagenbach, 1990). Это позволило установить, что лёд каменных глетчеров, как правило, старше ста лет, а талая вода, вытекающая из каменного глетчера образовалась из снега, выпавшего после испытаний ядерных бомб. Датирование по радиоуглероду органики из толщи каменных глетчеров подтверждает

132

их часто древний – голоценовый возраст. В керне каменного глетчера Миртл были обнаружены остатки семи различных видов мхов (Haeberli et al., 2006). <sup>14</sup>С возраст мха определен в 2250 ± 100 лет. Палиноспектры отражают ландшафты, существовавшие в интервале 2000–8000 лет назад. Эти данные указывают на то, что лед формировался в голоцене.

С.К.Конрадом с соавторами (Konrad et al., 1999) получена датировка по игле сосны  $200 \pm 40$  лет в 100 м от главного обнажения каменного глетчера,  $2250 \pm 35$  лет и  $2040 \pm 35$  лет по органике в 400 м от зоны его аккумуляции, а также  $1680 \pm 70$  лет по фрагменту листа изо льда в центре каменного глетчера на глубине 0,2 м.

Задачи изотопного исследования льдов, содержащихся в каменных глетчерах:

- о выявить диапазон вариаций  $\delta^{18}$ O и  $\delta$ D;
- о рассчитать среднее значения  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D;
- о исследовать вертикальное и горизонтальное распределение  $\delta^{18}$ O и  $\delta$ D;
- о установить, из каких вод сформирован пласт льда в каменном глетчере.

Взаимосвязь между содержанием изотопов кислорода И водорода в каменном глетчере изучалась рядом исследователей (Stauffer, Wagenbach, 1990; Cecil et al., 1998; Steig et al., 1998). Эти результаты показали, ЧТО незначительное изотопное иногда фракционирование происходит ДО формирования Это, льда. указывает на то, что источником воды были либо атмосферные осадки, либо недавно сформировавшиеся грунтовые воды.

## 6.2. Каменно-ледяные глетчеры в Штубайских Альпах

К. Крайнером соавторами (Krainer et al., 2007) был изучен изотопный состав талых вод нескольких каменных глетчеров (рис. 6.2, 6.3, 6.4) с ледяным ядром, развившихся из ледников с чехлом обломочного материала, на западе Штубайских и Эцтальских Альп.

Ледово-каменный глетчер Райхенкар расположен в маленьком цирке северо-восточной ориентации в западных Штубайских Альпах. Ледово-каменный глетчер имеет площадь 0,27 км<sup>2</sup>, длину 1400 м и ширину 190-260 м, он расположен на высоте от 2750 м до 2310 м.



**Рис. 6.2.** Изотопный состав талой воды, вытекающей из ледовокаменного глетчера, воды из родника, снега и дождя (с июля по октябрь 2001 г.) на ледово-каменном глетчере Райхенкар. Отбор снега произведен в апреле 2001 г. Из К.Krainer et al. (2007)



Рис. 6.3. Изотопный состав талой воды из ледово-каменных глетчеров Райхенкар, Лангталь, Ольгрубе и Кайзерберг и воды на водомерных постах (из К.Кrainer et al., 2007): 1 – Рейхенкар; 2 – водомерный пост Северный Лангталь; 3 – водомерный пост Южный Лангталь; 4 – источник Северный Ольгрубе; 5 – источник Южный Ольгрубе; 6 – водомерный пост Ольгрубе; 7 – источник Северный Кайзерберг; 8 – источник Южный Кайзерберг; 9 – водомерный пост Кайзерберг



Рис. 6.4. Изотопный состав льда, отобранного в разные годы из ледово-каменного глетчера Райхенкар, а также изотопный состав льда и талой воды из ледникового цирка там же (из К.Кrainer et al., 2007): 1 – изотопный состав льда из ледяного ядра ледово-каменного глетчера, отобранного в 2004 г.; 2 – изотопный состав льда из ледяного в 2002 г.; 3 – изотопный состав талой воды из ледникового цирка; 4 – изотопный состав льда из ледникового цирка

Каменный глетчер Кайзерберг находится в западных Эцтальских Альпах. Максимальная ширина этого каменного глетчера 550 м, длина 350 - 400 м, расположен он на высотных отметках от 2585 до 2710 м, его площадь водосбора около 1,3 км<sup>2</sup> с самым высоким пиком на 3112 м. Дополнительно был исследован ледово-каменный глетчер который расположен рядом Олгрубе, каменным глетчером С Кайзерберг. Этот сложный глетчер 880 м длиной и 250 м шириной, разделенный горным хребтом. Ледово-каменный глетчер спускается до высоты в 2380 м, а его верхняя часть достигает 2750-2800 м. Площадь его водосбора 2,1 км<sup>2</sup>, она простирается вплоть до высоты 3295 м. Также был изучен ледово-каменный глетчер Лангталь,

который расположен в долине р.Госнитс в Высоком Таурнском национальном парке. Глетчер простирается от высоты 2750 м вниз до 2480 м, и имеет длину 600 м, занимая площадь около 0,2 км<sup>2</sup>.

Все четыре ледово-каменных глетчера имеют мощный крупнообломочный поверхностный слой, содержащий блоки до нескольких метров в диаметре. Преобладающий размер обломков – не более нескольких десятков сантиметров в диаметре, обломки представлены амфиболитом, эклогитом (Райхенкар), гнейсом и травертином (Олгрубе, Кайзерберг, Лангталь).

Для изотопного анализа образцы воды отбирались из водотоков, вытекающих из глетчеров Райхенкар и Кайзерберг, в течение сезонов абляции 2001 и 2002 гг. с интервалами в несколько дней.

Также образцы воды брались от глетчеров Олгрубе и Лангталь в течение 2001 г, но с более продолжительными интервалами. Снег отбирался из шурфов, в непосредственной близости от языков ледников. Для отбора осадков на поверхности глетчеров были установлены осадкомеры. Также отобран лёд ледяного ядра каменных глетчеров.

Образцы, взятые по профилю снежной толщи мощностью 120 см на леднике Райхенкар в 2001 г, показали существенные изменения  $\delta^{18}$ О в пределах от –22‰ до –15‰.

Самое высокое значение получено в пограничном слое на 25 см выше основания, самое низкое значение зарегистрировано в тонком ледяном слое на высоте 95 см над основанием. Даже в пределах гомогенного слоя снега – в интервале между 25-58 см – значения  $\delta^{18}$ О варьируют в диапазоне 6‰.

В том же самом месте через год были отобраны образцы по профилю снежного покрова мощностью 160 см. В целом, значения  $\delta^{18}$ О были выше, чем в предыдущем году. Самый нижний гомогенный слой снега 60 см толщиной показал самые небольшие вариации  $\delta^{18}$ О. Таким образом, значения  $\delta^{18}$ О медленно увеличиваются к вершине снежной толщи за исключением тонкого слоя снега ниже ледяного слоя на 75 см выше основания (-20‰).

В изотопном профиле льда из ядра ледово-каменного глетчера Райхенкар отмечены существенные вариации  $\delta^{18}$ О от –12‰ до –17‰. Однако все они находятся в пределах вариаций  $\delta^{18}$ О во льду вышезалегающего ледника. Полученные изотопные данные подтвердили генетическую связь льда в ядре каменно-ледяных глетчеров с ледниками, располагающимися выше.

136

## 6.3. Каменно-ледяные глетчеры Галена Крик и Гринлейк в Колорадо

Мощность каменного глетчера Галена Крик в Кордильерах (44° 38'30" с.ш., 109°47'30" з.д.), на отдельных участках изменяется от 30 до 150 м. Его длина 1,6 км, ширина его варьирует от 240 до 300 м, нижняя точка находится на абсолютной высоте 2680 м, верхняя – 3110 м (Potter, 1972; Potter et al., 1998). В результате многолетних наблюдений за движением этого каменно-ледяного глетчера было установлено, что скорости поверхностных движений в осевой части варьируют от 0,64 до 0,98 м/год. Мощность ледяной линзы в теле каменно-ледяного глетчера Галена Крик составляет почти 10 м (Ackert, 1998)

По скважине глубиной 9,4 м в толще каменно-ледяного глетчера Галена Крик получена первая изотопная диаграмма для этого типа льдов (Cecil et al., 1998). В изотопном профиле льда из ядра ледовокаменного глетчера Галена Крик отмечены существенные вариации  $\delta^{18}$ О от –15‰ до –20‰. Изотопный сигнал сохраняется в каменных глетчерах в годичном и сезонном разрешениях (рис. 6.5), это свидетельствует о том, что каменные глетчеры содержат ценную палеоклиматическую информацию.



Рис. 6.5. Вариации значений  $\delta^{18}$ О в каменном глетчере Галена Крик в горном массиве Абрасока на высоте 2700 м (по L.D.Cecil et al., 1998; E.Steig et al., 1998). Серые горизонтальные линии обозначают прослои, насыщенные обломками. Зимние слои с низким содержанием тяжелых изотопов кислорода сохраняются между прослоями, насыщенными обломочным материалом

Каменно-ледяной глетчер в долине Гринлейк (Williams et al., 2006; Leopold et al., 2011) располагается в Передовом хребте, Колорадо (40°03' с.ш., 105°35' з.д.).

Исследования изотопного состава каменно-ледяного глетчера в долине Гринлейк продемонстрировали, что его изотопный состав не отличается от изотопного состава других криосферных образований в долине (рис. 6.6).



**Рис. 6.6.** Изменения изотопного состава воды (из М.W.Williams 2006), вытекающей из ледника Арикари (1), воды оз. Гринлейк (2), талой воды снежника Мартинелли (3), талой воды из ледово-каменного глетчера Гринлейк (4), снега (5), воды из под осыпи (6) с мая по октябрь 2003 г. в долине Гринлейк, Передовой хребет, Колорадо

Значения  $\delta^{18}$ О в снегу до таяния в начале мая около –20‰, а наиболее высокое значение  $\delta^{18}$ О - –15‰ зафиксировано в почти растаявшем снегу. До таяния снега вода, вытекавшая из-под ледника Арикари, имела изотопный состав –20‰, а после завершения таяния уже –16‰. Та же тенденция прослеживается у изотопного состава талой воды из-под осыпей и в приледниковом озере Гринлейк, однако различия между началом таяния снега и его максимальным таянием еще меньше.

Особенным своеобразием отличается изменение изотопного состава воды из каменного глетчера. В конце лета наблюдается обогащение тяжелыми изотопами воды из каменного глетчера, по сравнению с ледником, снежником, льдом-цементом осыпей, водой приледникового озера.

Изотопный состав талой воды из ледово-каменного глетчера в начале августа достигает –13‰, за период август–сентябрь происходит резкий скачок в содержании тяжелых изотопов и в сентябре изотопный состав талой воды составляет –10‰, т.е. почти на 5‰ тяжелее, чем в других источниках талой воды.

Изотопные данные не противоречат, версии о генетической связи льда в ядре из ледово-каменного глетчера Гринлейк с ледником Арикари (Williams et al., 2006). Уточнения внутреннего строения ледово-каменного глетчера Гринлейк с помощью радарной съёмки продемонстрировали, что сильнольдистый горизонт находится только на глубине от 4 до 5 м (Leopold et al., 2011). Этот горизонт и обеспечивает движение ледово-каменного глетчера.

## 6.4. Каменно-ледяной глетчер Фосканьо, в Итальянских Альпах

М.Гуглельмин и С.Стенни с соавторами исследовали изотопный состав ледово-каменного глетчера Фосканьо, расположенного в Итальянских Альпах (Guglielmin et al., 2004; Stenni et al., 2007). Ранее геофизическими исследованиями здесь выявлены многолетнемёрзлые породы мощностью от 8 до 50 м и более, имеющие островное расположение.

Скважина глубиной 24 м (рис. 6.7) была пробурена на абс. высоте 2510 м в июне 1998 г., в сентябре 2002 г. было осуществлено бурение на абс. высоте 2650 м. Была исследована активная часть каменно-ледяного глетчера и расположенный выше массив.

В пределах каменно-ледяного глетчера по <sup>14</sup>С датированы два образца погребенных палеопочв:  $2200 \pm 60$  лет – дата соответствует календарному возрасту между 2010 и 2345 лет назад, и 2700 ± 70 лет назад - дата соответствует календарному возрасту между 2740 и 2950 лет назад (Stenni et al., 2007).

Эти данные говорят об активности каменного глетчера примерно с 2200 лет назад. Однако, имея в виду, что эти датировки получены стандартным радиоуглеродным методом по суммарным образцам почв, можно предположить, что эти датировки не могут

считаться минимальными, так как вероятность смешивания органического вещества разного возраста достаточно велика (Васильчук, 2005, 2007).



**Рис. 6.7.** Изотопный состав льда в ледово-каменном глетчере Фосканьо, Верхняя Валтеллина, центральные Итальянские Альпы (по В.Stenni et al., 2007): а – значения  $\delta^{18}$ О (1) и дейтериевого эксцесса (2) в керне скв. РАСЕ; б – значения  $\delta^{18}$ О в кернах скв. S1 (3) и S3 (4)

Мощная линза льда была обнаружена в теле каменно-ледяного глетчера в интервале глубин от 2,5 до 7,65 м. Во льду на глубине 7,7 м обнаружены листья ивы, которые датированы 1020 ± 20 лет назад, что соответствует календарному возрасту между 765 и 1260 гг. н.э. Верхняя часть этого пластового льда в интервале глубин от 2.5 до 4 м характеризуется высокой трещиноватостью. Нижняя часть в интервале глубин от 4 до 7,65 м представлена почти прозрачным субгоризонтальнослоистым льдом с многочислеными включениями обломков скальных пород. В интервале между 7,66-14,5 м лёд

чередуется с субгоризонтальными слоями грунта. В скважине РАСЕ измерения  $\delta^{18}$ О выполнены с высокой детальностью (см. рис. 6.7, а), при бурении скважин S1 и S3 получены менее подробные изотопные записи (см. рис. 6.7, б).

Датирование погребенных почв и листьев ИВЫ BO льду позволило отнести формирование погребенного льда к периоду 765-1260 гг. н.э. Очевидно, что Фосканьо был небольшим каровым ледником, который чутко реагировал на изменения климата. Его максимальное развитие пришлось период на средневекового потепления. В этот период также отмечено наступление ледников на Аляске (400–700 гг. н.э.), в Восточной Гренландии (900–950 гг. н.э.).

Основные тенденции распределения изотопов во всех трёх скважинах находятся в хорошем соответствии, особенно на глубинах ниже 4 м.

Данные изотопных определений позволяют чётко разделить верхнюю и среднюю часть керна в скважине РАСЕ. В верхней части керна (на глубине между 2,5 и 4 м) значения  $\delta^{18}$ О практически постоянны и составляют около –12,2‰, в то время как значения  $\delta^{18}$ О, полученные в нижней части (4-7,65 м) льда ледяного ядра ледово-каменного глетчера варьируют в широком диапазоне от –17,0 до –10,3‰, со средним значением –12,4‰. Это среднее значение  $\delta^{18}$ О –12,4‰ было проинтерпретировано как среднее значение осадков для данного региона.

Вариации значений δ<sup>18</sup>O, наблюдаемые в пластовом льду на глубине ниже 4 м, вероятно, связаны с сезонными вариациями изотопного состава осадков. Амплитуда предполагаемых сезонных приблизительно 5-6‰. вариаций составляет Верхняя часть пластового льда, охарактеризованная более однородными значениями, подверглась воздействию процессов протаивания и промораживания.

Изотопные данные из пласта льда в верхней части разреза и особенности его строения позволяют предположить, что этот верхний пласт ледяного ядра в теле ледово-каменного глетчера Фосканьо является внутригрунтовым льдом, образовавшимся в результате формирования многолетнемёрзлых пород. А вот лёд, залегающий ниже — это, скорее всего, захороненный ледник. Кристаллографические и химические исследования керна РАСЕ подтвердили это предположение.

141

Изучение изотопного состава ЛЬДОВ каменных глетчеров позволило установить, что

- В изотопном профиле льда, ледово-каменных ИЗ ядра  $\delta^{18}$ O. отмечены существенные вариации глетчеров составляющие 5-7‰:

  - Райхенкар:  $\delta^{18}$ О варьирует от -12% до -17%. Галена Крик:  $\delta^{18}$ О варьирует от -15% до -20%.
  - Гринлейк:  $\delta^{18}$ О варьирует от -13% до -18%.
  - Фосканьо:  $\delta^{18}$ О варьирует от -10,3% до -17%.
- Вертикальное распределение  $\delta^{18}$ О чаще пилообразное со многими пиками.
- Вода, из которой образовался лед, судя по изотопному частично атмосферная, распределению частично талая ледово-каменные ледниковая. Встречаются глетчеры, В которых содержится атмосферного ледяном ядре лед происхождения, большей частью в ядре содержится лед из талой ледниковой воды с участием атмосферных вод.
- Ледяное ядро в теле некоторых ледово-каменных глетчеров образовавшимся внутригрунтовым льдом, является В результате формирования многолетнемёрзлых пород.
- В ядре многих глетчеров каменных лёд является сохранившимся реликтовым льдом ледников.
- В ледяном ядре каменного глетчера Фосканьо в Итальянских Альпах, в нижней части обнаружен лед, изотопный состав которого свидетельствует происхождении льда в результате Bo льду сохранилась фирнизации снега. сезонная стратификация, отразившаяся на изотопном составе льда, что свидетельствует о том, что погребенный лед не подвергался значительному воздейтвию просачивающихся вод. В верхней части ледяного ядра Фосканьо лёд внутригрунтовый и возник промерзании вторичном неполностью при оттаявшего мёртвого льда и перекрывших его пород.
- Всего выделяется три типа льдов, в ядре каменных глетчеров:
  - Пластовый линзообразный И лёд 0 С включениями обломочного материала;
  - Мощный слой льда, насыщенного обломочным материалом Ο от нескольких метров до нескольких десятков метров, который перекрывает пластовый лед;
  - Ледово-каменный меланж. Ο

# Глава 7. Изотопный состав языков горно-долинных ледников и мертвого льда

## 7.1. Лёд языков горно-долинных ледников и мёртвый лёд

Ледниковые *льды* слагают самые крупные ледяные тела – ледники, которым под действием силы тяжести свойственно вязкопластическое течение. Они бывают в форме языков, потоков, куполов (щитов) и т. п. Площадь ледников изменяется от долей до миллионов квадратных километров. Различают ледники горные, форма которых определяется рельефом подстилающей поверхности, и покровные, форма поверхности которых зависит в основном от геофизических условий.

Наиболее мощные покровные ледники в России располагаются на Новой Земле, на Северной Земле. Горные ледники распространены на Кавказе (Терскол, Большой Азау, Безенги, Джанкуат, Дыхсу, Гарабаши и др.), Алтае (Большой Талдуринский и Софийский ледники, Белуха, ледник Братьев Троновых, Менсу, Аккемский, Берельский, Катунский, Черный, Куркуре, Катунский, Геблера, Сапожникова, Актру), Полярном Урале (Обручева, ИГАН, МГУ, Гофмана и др.), Верхояно-Колымской горной стране (ледники на хребте Сунтар-Хаята, на Боурдахском хребте в верховьях р. Момы, на хребте Тас-Хаяхтах, ледники хребта Черского: Чернышевского, Салищева, Сумгина, Ойунского, Цареградского, Лекэр), в Саянах (ледник Ильина, Стальнова, ледники Мунку-Сардыка), в Забайкалье (на хребте Кодар – ледники Нины Азаровой, Советских географов, (Козельский, Камчатке Тимашева), на Бильченок, Корыто, Богдановича, Эрмана, Горшковский, Ушковский, Мутновский).

температурного B ОТ режима ледники зависимости подразделяются на холодные, по всей толщине которых ниже активного слоя господствует отрицательная температура, и теплые, с постоянной во всей толще температурой плавления. Бывают ледники и политемпературные, чаще холодные сверху, с теплым ядром внизу. Ледники состоят из областей питания (аккумуляции) и таяния (абляции), разделенных границей питания (снеговой линией). В области питания в зависимости от термодинамических условий превращения осадочной породы снега в лед выделяются несколько зон льдообразования (Шумский, 1955). Для холодных ледников льдообразования. характерны зоны В которых процессы

143

метаморфизма идут в твердой и газообразной форме, а для теплых жидкой масштабности С участием фазы. По ледников льдообразование холодного типа значительно преобладает над льдообразованием теплого типа. В области абляции наблюдается уменьшение под влиянием таяния, испарения, массы ледника сдувания снега ветром, обвалов льда, а если ледник оканчивается в море или озере, то и откалыванием айсбергов. В холодных условиях область абляции, как правило, представлена краевым обрывом.

Главной особенностью макростроения является слоистость льда в ледниковых покровах, подчеркивающаяся различиями текстуры и состава слоев, располагающихся горизонтально или косослоисто. Слоистость образуется за счет периодического изменения размеров кристаллов льда, а также количества воздушных пузырьков, частиц пыли и других микропримесей. Мощность отдельных слоев в верхнем снежно-фирновом покрове варьирует очень существенно – от первых метров до первых сантиметров в зависимости от интенсивности снегонакопления и абляции (таяния), а в ледниках после метаморфизации отдельные слои льда обычно имеют толщину от 1 до 10 см.

Состав ледниковых льдов различен и определяется условиями их формирования и преобразования. Химический состав ледников формируется под влиянием климатических, вулканических, космических, геологических, антропогенных процессов и др. Он представлен микроэлементами морского происхождения: Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup> и SO<sub>4</sub><sup>2+</sup>, континентального: железом, алюминием, кальцием и марганцем, а также ионами HCO, NO, NH. В ледниках, кроме того, обнаруживаются микроэлементы медь, цинк, свинец, кадмий, ртуть и другие, присутствие которых в значительной степени связано с антропогенным влиянием.

Минерализация теплых ледников зависит от процессов таяния, инфильтрации и замерзания. С усилением таяния и повышением роли инфильтрации в льдообразовании она понижается. Средние значения минерализации в ледниках с интенсивной аккумуляцией составляют 1–20 мг/л, а в ледниках континентальных климатов с меньшей аккумуляцией – 20–150 мг/л (Гляциологический словарь, 1984), хотя в районах с активным переносом пыли (например, в Средней Азии) может превышать 300 мг/л.

Толща ледникового льда неоднородна по строению. Для нее по разрезу характерен переход от рыхлого снега к фирну и к голубому
прозрачному льду, представляющему собой зернистую плотную массу. Для ледников с зонами льдообразования холодного типа с глубиной наблюдается постепенное возрастание площади сечения кристаллов и уменьшение размеров воздушных включений.

льдообразования Для зонами ледников С теплого типа аллотриоморфно-зернистая характерна структура хаотической С ориентировкой главных кристаллографических осей, поскольку перемещаемой ПО порам талой воды твердое намерзание на основание возможно в разных направлениях.

У нижних краёв ледниковых языков часто образуются мёртвые льды (рис. 7.1, 7.2, 7.3).



Рис. 7.1. Принципиальная схема строения ледника, образования и захоронения мёртвого льда у края ледника

Мертвый лед – это остатки ледника, прекратившего своё движение. Встречаются ниже конца активного ледникового языка и часто не имеют чёткой границы с последним. Мощность мёртвых льдов достигает десятков и даже первых сотен метров. Мёртвый лёд обычно покрыт мощным слоем моренных и склоновых отложений. Особенно большие участки мёртвых льдов возникают в результате сёрджей, то есть резких подвижек пульсирующих ледников, которые перемещают большие массы льда на более низкие гипсометрические уровни. Впоследствии эти льды теряют связь с основным ледником.



Рис. 7.2. Мёртвый лёд у края ледника в Исландии. Фото О.Ингольфсона

Рис. 7.3. Мёртвый лёд у края ледника Челенжер, национальный парк Северные Каскады

(1999) Татарников O.M. выделяет стадий несколько формирования рельефа в условиях таяния мертвого льда. Первая стадия морфолитосистемы мертвого льда наступает с момента изоляции участка мертвого льда от активного ледникового края. Ведущим процессом на этой стадии является поверхностная абляция неподвижного льда (см. рис. 7.3), а сопровождающими ее - процессы гравитационно-солифлюкционного выветривания, криогенного перемещения и плоскостного смыва обломочного материала, его вытаивания и накопления на поверхности мертвого льда.

Итогом совокупной деятельности этих экзогенных процессов является образование на поверхности тающего участка мертвого льда абляционного обломочного покрова (рис. 7.4, 7.5).



Рис. 7.4. Заморененность и положение края мёртвых льдов ледника Большой Азау в июле 2009 г. (из Ю.К. Васильчука и др., 2010)



Рис. 7.5. Мёртвый лёд у края ледника Большой Азау в Приэльбрусье. Фото Ю.К.Васильчука

При таянии участков мертвого льда, представляющего комплекс деформированных структур и нарушений, которые обуславливают повышенную концентрацию в нём обломочного материала изначально сложный рельеф поверхности, происходит препарация абляцией заложенных в толщу льда структурных форм, которая перемещением сопровождается обломочного материала, вытаивающего на положительных формах наледниковой поверхности между ними. Мореносодержащая В понижения толща такого деформированного мёртвого льда имеет большую мощность И является почти готовым осадком (ледогрунтом). Образующийся абляционный обломочный сплошной И мощный относительно неровности предохраняет покров, подчеркивая поверхности, нижележащие слои мертвого льда от быстрого таяния.

При таянии участков мертвого льда с горизонтально-слоистой структурой спорадическое распределение обломочного материала в верхних горизонтах толщи и, относительная чистота мёртвого льда такой разновидности, способствует вытаиванию И накоплению абляционных осадков локально. Благодаря этому, первоначально формируется прерывистый абляционный обломочный покров, что обусловливает развитие неравномерной поверхностной абляции наледниковой поверхности участка мертвого льда и приводит к образованию на ней мелкохолмистого рельефа. Между собой холмы разделяются понижениями, в которых постепенно накапливаются более мощные толщи обломочного материала - продукта оползания и плоскостного смыва с вершин и склонов соседних холмов с ледяным ядрами. Подобный рельеф поверхности мертвого льда подвергается процессу дальнейшей инверсии: положительные формы рельефа после обнажения И вытаивания ИХ ледяных ядер становятся отрицательными, а на месте бывших межхолмовых понижений, где накопилась толща абляционно-солифлюкционных осадков, способная предохранить нижележащий лед от таяния, образуются холмы с ледяными ядрами. Многократный процесс инверсии, в конце концов, образованию относительно мощного К и сплошного приводит абляционного покрова, который препятствует дальнейшему таянию погребенного мертвого льда. Одним из признаков завершения формирования такого абляционного покрова служит появление на его поверхности растительности.

Вторая стадии происходит в ходе прогрессирующего потепления климата и увеличения продолжительности сезона с

148

положительными температурами воздуха, В ЭТОТ период увеличивается количество и роль талых ледниковых вод. Увеличение количества талых вод и повышение их температуры усиливают их агрессивность и активизируют протекание процессов гляциокарста. Это приводит к углублению и расширению озерных котловин, увеличению площади и глубины гляциокарста и, к образованию полостей и каналов. Поверхностные и талые ледниковые воды получают возможность руслового стока и циркуляции внутри погребенной толщи мертвого льда, что способствует теплообмену между внешней средой и мёртвым льдом. С этого момента начинается постепенное разъедание гляциокарстово-флювиальными процессами единого участка мертвого льда на систему отдельных впоследствии преобразующихся В блоков, холмы, сложенные абляционной мореной, флювиогляциальными и лимногляциальными осадками. Здесь присутствует достаточное количество холмистых форм, имеющих ледяное ядро, разрушение которых сопровождается инверсионным преобразованием рельефа. При активной деятельности текучих талых вод, склоновых и просадочных процессов идет постепенная переработка отложений, образующих вытаивающие формы рельефа. Вторую стадии эволюции мертвого льда можно называть гляциокарстово-флювиальной (Татарников, 1999).

мертвого Третья стадия ЭВОЛЮЦИИ льда начинается при достижении деятельностью экзогенных процессов наиболее насыщенных обломочным материалом нижних мореносодержащих горизонтов мертвого льда с послойной структурой толщи. Резкое изменение свойств толщи мертвого льда нарушает баланс количества вытаиваемого обломочного материала пользу талых вод И В последнего. Русловый сток локализуется в дренажных долинах, местоположение которых наследуется от предыдущей стадии, но они уже врезаны в мореносодержащую толщу мертвого льда. Происходит медленное обезвоживание ледогрунта. В понижениях коренного ложа мертвый сохраняться лёд, погребенный ледника может ПОД мореносодержащей толщей. Ведущими на этой стадии эволюции являются криогенные процессы И поэтому на поверхности деградирующего участка мертвого льда образуются мерзлотные формы рельефа, а в толщах отложений уже созданных форм рельефа развиваются мерзлотные деформации (морозобойные трещины, грунтовые жилы, криотурбации). На этой стадии на поверхности тающего участка мертвого льда появляется постоянный растительный

149

покров и формируется почвенный горизонт. Перекрытая слоем абляционно-водноледниковых осадков и почвенно-растительным покровом мореносодержащая толща мертвого льда медленно обезвоживается.

В конце этой стадии ликвидируются перигляциальные условия, обезвоживается толща мореносодержащего полностью льда, И многолетнемёрзлые толщи, стабилизируется исчезают морфологический облик рельефа. Завершается эта стадия расконсервацией запломбированных динамическим мертвым льдом неровностей доледникового рельефа. Вытаивание относительно чистого мертвого льда приводит к появлению термокарстовых впадин, ориентировка и морфология которых наследуют особенности доледникового рельефа. отрицательных форм Третью стадию морфолитосистемы мертвого ЭВОЛЮЦИИ льда можно назвать криогенно-флювиальной-термокарстовой (Татарников, 1999).

Рассмотренная модель применима в полном объеме только для таяния крупного изолированного участка мертвого льда, имеющего послойную структуру толщи, мощность которой измеряется несколькими десятками и даже первыми сотнями метров.

Задачи изотопного исследования мёртвого льда и льда выводных языков горных ледников:

- о выявить диапазон вариаций  $\delta^{18}$ О и  $\delta D$ ;
- о рассчитать среднее значения  $\delta^{18}$ О и  $\delta D$ ;
- о изучить вертикальное и горизонтальное распределение  $\delta^{18}$ O и  $\delta D$ ;
- о установить, какие преобразования претерпел мёртвый лёд и лёд выводных языков горных ледников.

### 7.2. Лёд языка и мертвый лёд ледника Большой Азау в Приэльбрусье

Первые изотопные данные по мертвому льду Большого Азау нами были получены по образцам, отобранным в 2002 г (Васильчук и др., 2006). В этот год язык Большого Азау завершался на высоте около 2800 м вертикальной стенкой мертвого дислоцированного льда (прил. 5), высотой до 10 м. На поверхности этого мертвого льда примерно в 300 м от края лежит новый язык ледника.

Образцы мертвого льда из крайних, наиболее доступных стенок отбирались летом 2002 г. (табл. 7.1) и летом 2009 г. в полиэтиленовые

пакеты, растапливались при комнатной температуре, переливались в стеклянные контейнеры и хранились в холодильной камере до момента проведения анализа, который осуществлялся в изотопных лабораториях австрийского центра "Арсенал" и географического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова. Выполненные изотопнокислородные определения в образцах 2009 г. показали, что лед в пределах обеих секций отбора характеризуется относительно однородным составом (табл. 7.2, рис. 7.6, А, Б).

Изотопно-кислородный состав изученного сегмента мертвого льда рассматриваемого ледника весьма однороден и варьирует от -13,94 до -16,25‰ (среднее значение δ<sup>18</sup>О составляет -14,89‰).

В гребне грязного льда (протяженностью около 5 м и высотой 2– 10 м) левой по движению ледника части общей ледяной стенки языка, в самой нижней секции грязного полосатого базального льда на высоте 1,00–2,75 м над ложем содержание стабильных изотопов оказалось достаточно однородным. Значения  $\delta^{18}$ О варьируют незначительно – от –12,99 до –15,85‰ (см. рис. 7.6, Г).

В средней части обнажения на высотах от 1,8 до 4,5 м значения  $\delta^{18}$ О были весьма однородны, составляя от -13 до -15‰ (см. рис. 7.6 В). Изотопный состав льда верхней части является наиболее "холодным" – на высоте от 5 до 5,5 м величины  $\delta^{18}$ О изменяются от -16,36 до -19,41‰.

В центральной части края мертвого льда ледника Большой Азау три образца были отобраны на высотах от 3 до 4,5 м и еще три образца – несколько правее на высотах от 4,5 до 6,5 м. Изотопный состав льда здесь был также весьма однороден – значения  $\delta^{18}$ О варьируют от –12,43 до –15,2‰.

Современный лед (конжеляционно-инфильтрационный 1998 года на высоте около 4000 м), образованный в зоне аккумуляции другого ледника в Приэльбрусье – Гарабаши – имеет относительно широкий разброс значений  $\delta^{18}$ O – от –10,3 до –14,8‰, а разброс величин  $\delta$ D – от –71 до –108,6‰ (Васильчук и др., 2005).

Бурение, выполненное в 2004 г. на западном ледниковом плато Эльбруса (Михаленко, 2008) на высоте 5100 м (в области питания ледников западного склона) с отбором керна показало, что изотопный состав фирна, накопленного за период с 1993 по 2004 г., имеет среднее значение  $\delta^{18}O = -14,8\%$  при сезонных вариациях значений от -8 до -28,3% (рис. 7.7).



Рис. 7.6. Изотопно-кислородный состав мертвого льда ледника Большой Азау. По Ю.К.Васильчуку и др. (2006, 2010)

**Таблица 7.1.** Изотопный состав придонного мертвого льда ледника Большой Азау, отбор образцов 2002 год (из Ю.К.Васильчука и др., 2006)

Номер образ- ца	Высота отбора, м над осыпью	Состав образца	δ <sup>2</sup> Η, ‰	δ <sup>18</sup> Ο, ‰	d <sub>exc,</sub> ‰
			_		、 、

Нижняя секция гребня (крайняя правая часть обнажения) мертвого льда ледника Большой Азау

			~		
394-	0,5	Лед пузырчатый –			
YuV/1		прозрачный,			
		слоистый	-105,3	-15,05	15,1
394-	0,7-0,8	_//_			
YuV/2			-101,5	-14,71	16,2
394-	0,9	_//_			
YuV/3			-102,1	-14,81	16,4
394-	1,0-1,15	_//_			
YuV/4			-99,3	-14,06	13,2
394-	1,2-1,3	Слоистый лед, в			
YuV/5		середине образца 4-			
		см прослой			
		включений			
		глинистого			
		материала	-109	-15,85	17,8
394-	1,3 – 1,4	Слоистый			
YuV/6		пузырчатый лед	-95,8	-13,86	15,1
394-	1,5 – 1,65	Горизонтально-			
YuV/7		слоистый, прослои			
		по 1 см	-95,2	-13,83	15,4
394-	1,7 – 1,75	Пузырчатый лед			
YuV/8			-87,7	-12,99	16,2
		$(\mathbf{r})$	1	~	

Гребень мертвого льда ледника Большой Азау, крайняя правая часть обнажения

394-	1,8 –	Слоистый лед, прослои			
YuV/11	1,9	по 1 см пузырчатого и			
		прозрачного льда	-98,4	-14,16	14,9

Номер	Высота	Состав образца	δ <sup>2</sup> H,	δ <sup>18</sup> O,	d <sub>exc,</sub>
образ- отбора,			‰	‰	<b>%</b> 0
ца м над					
	осыпью				
394-	1,9 – 2,0	Горизонтально			
YuV/12		слоистый лед	-89,1	-12,84	13,6
394-	2,1-2,15	Прозрачный лед с			
YuV/13		одним прослоем			
		мутноватого льда 1,5			
		см толщиной	-91,3	-13,28	14,9
394-	2,3-2,4	Чередование			
YuV/14		прозрачного и			
		пузырчатого льда,			
		слои по 1,5–2 см	-84,9	-12,53	15,3
394-	3,0-3,1	Слоистый лед			
YuV/16		(слоистость не			
		горизонтальная),			
		внутри слой гравия			
		мощностью 0,5 см	-100,9	-14,56	15,6
394-	3,2-3,3	Прозрачные слои по			
YuV/17		1-2 см чередуются с			
		пузырчатыми по 2,5			
		СМ	-97,5	-14,09	15,2
394–	3,3-3,4	Такой же лед, но с			
YuV/18		редкими			
		включениями			
		мелкого гравия	-90,8	-13,3	15,6
394-	3,5-3,6	Однородный крупно-			
YuV/19		пузырчатый			
		прозрачный лед	-96,1	-13,99	15,8
394-	3,8-3,9	Слоистый лед			
YuV/22			-88,3	-12,98	15,5
394-	3,9-4,0	Чередование слоев			
YuV/23		крупно- и			
		мелкопузырчатого			
		льда	-82,1	-12,15	15,1

Номер	Высота	Состав образца	δ <sup>2</sup> H,	δ <sup>18</sup> O,	d <sub>exc</sub> ,
образца	отбора,		‰	‰	%0
	м над				
	осыпью				
394-	4,1-4,2	2 Слоистый лед:			
YuV/24		чередование слоев			
		крупно-пузырчатого			
		прозрачного и			
		мелкопузырчатого			
		льда	-80,1	-11,95	15,5
394-	4,2-4,3	3 _/ /_			
YuV/25			-88,1	-12,78	14,1
394-	4,3-4,5	5 Крупные прослои			
YuV/26		прозрачного льда			
		толщиной до 2 см,			
		пузырчатого –			
		по 0,5 – 1 см	-92,8	-13,5	15,2
394-	4,85 – 5,	Слоистый лед, очень			
YuV/27		много мелких			
		пузырьков	-116,6	-16,36	14,3
394-	5,3-5,4	1 _//_			
YuV/28			-130,1	-17,92	13,3
394-	5,4-5,5	5 _//_			
YuV/29			-142,7	-19,41	12,6
	1	Центральная часть об	бнажени	я	
394-	3,0	Лед с наклонной			
YuV/35		слоистостью	-106,9	-15,2	14,7
394-	3,7	_//_			
YuV/36			-97,8	-14,02	14,4
394-	4,5	Прозрачный лед с			
YuV/37		прожилками тонких			
		пузырьков воздуха	-99,3	-14,17	14,1
394-	4,5	Горизонтально			
YuV/38		слоистый лед	-93,8	-13,63	15,2
394-	5,5	_//_			
YuV/39			-82,4	-12,43	17,0
394-	6,5	_//_			
YuV/40			-92,2	-13,71	17,5

**Таблица 7.2**. Изотопный состав придонного мертвого льда ледника Большой Азау, отбор образцов 2009 год (из Ю.К.Васильчука и др., 2010)

Номер образца	δ <sup>18</sup> O, ‰	Высота от
	Лед мертвый, гроп	подошвы ледника
YuV-09 E 26	-14,25	3
YuV-09 E 27	-14,78	3,1
YuV-09 E 28	-14,12	5,0
YuV-09 E 29	-14,81	5,2
YuV-09 E 30	-15,07	5,7
	Секция 1	
YuV-09 E 31	-14,57	7,0
YuV-09 E 32	-13,94	7,7
YuV-09 E 33	_	8,4
YuV-09 E 34	-14,84	8,5
YuV-09 E 35	-14,85	8,6
YuV-09 E 36	-14,34	8,7
YuV-09 E 37	-15,03	8,9
YuV-09 E 38	-14,47	9,2
YuV-09 E 39	-14,61	9,3
'	Секция 2	·
YuV-09 E 40	-14,51	8,5
YuV-09 E 41	-16,25	9,0
YuV-09 E 42	-15,35	9,2
YuV-09 E 43	-16,04	9,4
YuV-09 E 44	-16,3	9,5

Таким образом, среднее значение  $\delta^{18}$ О современного фирна и льда в зоне аккумуляции (-14,8‰) практически идентично среднему изотопному составу мертвого льда (-14,9‰), возраст которого нами оценивается в 150–250 лет, что соответствует минимуму Маундера (ледниковой стадии Фернау в Альпийской системе).



**Рис. 7.7.** Изотопнокислородный профиль по скважине на склоне Эльбруса. По В.Н.Михаленко (2008)

Следовательно, говорить о сколько-нибудь выраженной климатической тенденции за последние 150-200 лет нет оснований.

Кроме того, для последних 50 лет имеется прямая температурная запись, сделанная на метеостанции Терскол, находящейся в 4 км от ледника Большой Азау (Васильчук и др., 2010). Среднегодовые температуры за период времени с 1951 по 2005 г. варьируют от +1 до +4,5°C, и можно сказать, что за последние 50 лет не наблюдается выраженного температурного тренда, кроме слабого понижения среднегодовых температур в пределах 1°C.

Таким образом, все современные изменения положения и мощности языка ледника Большой Азау происходят на фоне относительно стабильных климатических условий.

# 7.3. Лёд языка ледника Джанкуат, Центральный Кавказ

Это подтверждают и данные полученные нами по распределению  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D в толще льда в зоне абляции ледника Джанкуат на Кавказе (табл. 7.3, рис. 7.8).

Площадь горноледникового бассейна Джанкуат равна 8,047 км<sup>2</sup>, из них на долю ледников приходится 4,008 км<sup>2</sup>, или 49,8% общей площади. Средняя высота бассейна 3170 м, ледников – 3250 м, неледниковой поверхности – 3260 м.

В горноледниковом бассейне Джанкуат четыре ледника: собственно ледник Джанкуат, являющийся типичным долинным ледником, и три малых ледника: Койавган (каровый ледник под перевалом Койавган-Ауш), Виатау (ледник, не подходящий под определенную категорию в классификации, но ближе всего относящийся к присклоновым) и Висячий (карово-висячий, недавно отчленившийся правый приток ледника Джанкуат).

B соответствии co структурно-тектоническими Джанкуат исследованиями на леднике можно выделить три основных потока льда, которые имеют самостоятельное питание. В стадии деградации находится крайний левый поток, который за период 1965-1974 гг. заметно просел и покрыт слоем морены. Крайний правый поток отличается наличием полосчатости, ориентированной параллельно движению ледника. Взятые здесь кристаллы крупнее, чем В центральном льда потоке, ЧТО свидетельствует о разных скоростях движения этих потоков. Зона их контакта подвержена дроблению и сжатию. В центральном потоке хорошо выражена полосчатость.

Ступенчатость подледного рельефа предопределяет наличие на поверхности ледника ровных слабонаклонных поверхностей сменяющихся крутыми склонами вплоть до ледопадов. Все это создает весьма сложную морфологическую структуру поверхности ледника Джанкуат. С учетом структурных особенностей в пределах ледника можно выделить восемь зон (Голубев и др., 1978).

Зона I (2700-2730 м над ур. м.) – участки мертвого льда, обрамляющие язык в его концевой части и практически потерявшие с ним связь. Толща льда насыщена моренными отложениями.

Зона II (2700-2770 м) – конец языка крутизной свыше 20°. Его поверхность перекрыта моренными валами, вытянутыми вдоль движения ледника. Трещины отсутствуют. Хорошо выражена

сланцеватость льда тектонического происхождения. Толщина льда достигает 50 м, поверхностная скорость составляет около 2 см/сут.

Зона III (2770-2850 м) – пологий (крутизной до 8°) участок ледника. Здесь выделяются три потока льда. Зоны контактов между проявляются различиях между форм В размерами ними микрорельефа (бугристость) и размерами. Правый поток состоит из крупнозернистого льда с кристаллами размером 50 (в голубой полосе) и 5 мм (в белой полосе). В центральном потоке кристаллы имеют размены 2 и 5 мм соответственно. Наибольшей высоты (50-70 см) бугры достигают в центральном потоке. Вся эта зона представляет собой зону сжатия. Толщина льда достигает 80 м, а поверхностная скорость составляет 6-9 см/сут.

Зона IV (2850-2940 м) – крутой участок ледника (15-20°), разбитый в центральной части ледопадом с системой радиальных и поперечных трещин отрыва. Быстродвижущийся (14 см/сут) центральный поток здесь перетекает через скальный выступ ложа. С боков он зажат правым (имеющим скорость движения 9 см/сут) и левым потоками. Последний покрыт моренным чехлом. Толщина льда на ледопаде составляет 30-40 м.

Зона V (2940-3020 м) – пологий участок (4-6°) ледника, заключенный между IV зоной и ледопадом, разделяющим области аккумуляции и абляции. У верхней границы зоны лед испытывает преобладающее сжатие, а у нижней границы-растяжение. Поверхностная скорость движения в пределах зоны изменяется от 11 до 14 см/сут. Толщина льда в верхней части зоны более 100 м.

Зона VI (3020-3200 м) – ледопад, разделяющий области аккумуляции и абляции. В пределах этой зоны от года к году мигрирует фирновая граница (кроме аномально теплых ИЛИ холодных лет). Поверхность зоны состоит из чередующихся участков маломощного льдистого фирна, глетчерного и конжеляционного льда. Примерно 80% площади зоны разбито поперечными трещинами. Типичной формой микрорельефа поверхности являются поверхности (зубцы ледяные сераки на ледника, которые образуются при обрушении и неравномерном таянии ледяных перегородок между поперечными трещинами в области ледопадов). Толщина льда, очевидно, невелика, судя по выходящему местами на поверхность скальному ригелю, и составляет 30-50 м.

В зону VII (3200-3500 м) входит большая часть области аккумуляции, вплоть до бергшрунда. Она представляет собой

систему цирков, разделенных крутыми участками. У подножия скального обрамления за зиму формируются конуса лавинного и метелевого снега, мощностью до 10 м. Поверхность разбита многочисленными трещинами и провальными воронками.

К зоне VIII относятся участки ледника, лежащие выше бергшрунда (3500 м >и выше) на скальном обрамлении. Их крутизна достигает 40-50°, а толщина льда, вероятно, не превышает 20 м. Судя по малому количеству аккумулирующегося здесь снега, маломощная толща льда по всей глубине имеет отрицательную температуру, т.е. лед "холодный". Скорость движения ледника здесь очень мала. Большая часть снега сносится вниз ветром и лавинами, и уже в июле-августе поверхность ледника освобождается от снега и появляется конжеляционный лед (Голубев и др., 1978).

В.В.Поповниным (1989) и А.А.Алейниковым (2001) на основе прямых наблюдений и данных об изменении гипсометрии ледника Джанкуат для конца 20 века установлена тенденция перехода от квазистационарного состояния к его деградации: среднее отступание ледника с 1968 г. равняется 60,6 м при максимальном 107 м, при этом замедление темпов отступания 80-х годов сменилось ускорением в 1996-2000 гг.; площадь ледника за 1992-1999 гг. сократилась на 0,25 км.

Среднее понижение поверхности ледника за 24 года прямых наблюдений с 1968 за 1992 г. составило 6,34 м, а за 8 лет с 1992 по 1999 гг. – 3,20 м; максимальное уменьшение мощности ледника (20-30 м) с 1968 по 1999 гг. наблюдалось в зоне абляции (в 2-3 раза выше, чем в верхних зонах ледника).

Для ледника Джанкуат было установлено, ЧТО ПО мере ледника скорости движения уменьшаются, сокращения льда закрываются. Мощность трещины на языке льда также уменьшается, в подгорной зоне и на ледопадах возможно раскрытие новых или расширение существующих трещин.

В августе 2010 г. по нашей просьбе В.Пастуховым были отобраны образцы из глубоких трещин в разных гляциологических зонах. Этот лёд был проанализирован Н.Буданцевой и Ю.Чижовой в лаборатории стабильных изотопов географического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова (см. рис. 7.8, табл. 7.3).

Это связано с разным возрастом льда на одних и тех же глубинах в зоне абляции, что обусловлено неоднородным вязко-пластичным движением льда в зоне абляции.



**Рис. 7.8.** Вариации  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D, исследованные в образцах льда из трещин в зоне абляции ледника Джанкуат:

а – трещина 1; б – трещина 2; в – трещина 3; г – трещина 4

Во льду ледника Джанкуат значения  $\delta^{18}$ О варьируют от -11,78 до -18,62‰, значения  $\delta$ D изменяются от -71,23 до -127‰.

Ранее (Popovnin, 1999) изотопно-кислородные исследования были выполнены в скважине на фирновом пласто Джантуган, расположенном несколько выше ледника Джанкуат. Здесь из скважины, пробуренной на высоте 3620 м, проанализировано около 50 образцов до глубины 52 м, где залегает лед, сформировавшийся из снега конца 50-х-начала 60-х годов.

Профили распределения  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D в толще льда в зоне абляции ледника Джанкуат в четырёх глубоких трещинах различны по глубине (см. рис. 7.8).

Скорость накопления фирна составляет около 3 м в год, т.е. нижняя граница фирна, залегающая на глубине около 14,5 м, датируется 1978 г. (бурение производилось в 1983 г.). Отбор на изотопные определения выполнен из нижней части фирновой толщи и из средней части ледяной толщи (с глубины 45-52 м), накопившейся с 1960 по 1964 г.

Зона, номер трещины и	δ <sup>18</sup> <b>Ο</b> , ‰	δD,‰			
глуб. отбора льда, м					
Зона 3, трещина 1					
3,5 м	-18,42	-127			
7, м	-13,41	-86,23			
20 м	-17	-114,1			
Зон	а 3, трещина 3				
1,5 м	-13,41	-89,02			
3,5 м	-18,62	-123,2			
5,5 м	-14,03	-93,9			
7,5 м	-14,74	-93,56			
9,5 м	-13,62	-88,32			
Зона 6, л	ледопад, трещина 2				
1,5 м	-11,78	-78,21			
3,5 м	-12,39	-75,42			
5,5 м	-12,39	-79,8			
7,5 м	-13,41	-87,97			
9,5 м	-15,05	-103			
11,5 м	-13,6	-86,93			
Зона 6, трещина 4					
1,5 м	-12,9	-80,3			
5,5 м	-12,5	-79,25			
8,0 м	-12,8	-82,39			
10,5 м	-14,95	-96,35			
13,0 м	-13,21	-83,44			
20 0 м	-11 78	-71 23			

**Таблица 7.3.** Вариации  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D, исследованные в образцах льда из трещин в различных зонах ледника Джанкуат. Отбор В.Пастухова, 2010 г.

Значения  $\delta^{18}$ О в толще варьируют от -7,8 до -18,9‰ (рис. 7.9), причем отмечено утяжеление изотопного состава вверх по разрезу, что, очевидно, можно связать с потеплением зимних сезонов в период с 1960 до 1982 г. Таким образом, общий диапазон значений  $\delta^{18}$ О в области абляции ледника Джанкуат находится внутри диапазона вариаций в области его питания. Изотопически более тяжёлый летний снег сохраняется в меньшей степени, поэтому во льду ледника в зоне абляции он практически не присутствует.



Рис. 7.9. Изотопнокислородный профиль в керне скважины, пробуренной в 1982 г на Джантуганском фирновом плато в Приэльбрусье. По данным В.В.Поповнина (Popovnin, 1999). Пунктиром показана нижняя граница фирновой толщи

#### 7.4. Базальный лёд горного ледника Чли Титлис в Швейцарских Альпах

В основании альпийских ледников многие исследователи определяли изотопный сдвиг. В.Амбах с соавторами (Ambach et a., 1972) обнаружили в придонных слоях австрийского ледника Кессельванфендер изотопный сдвиг на 2‰ в значениях  $\delta^{18}$ О.

Исследователи объяснили его проникновением талой воды в придонные слои. Наиболее подробно изучение изотопного состава базального льда горных ледников было проведено Р. Лоррейном и У. Хэберли (Lorrain, Haeberli, 1990) в Швейцарских Альпах на леднике Чли Титлис у г. Элленберг.

Отбор образцов из ледника Чли Титлис производился непосредственно с поверхности ледника, а также из ледяного тоннеля в теле ледника. Ледник имеет мощность 25 м, годичные прослои выражены хорошо. Результаты продемонстрировали существенное снижение содержания тяжелых изотопов с глубиной (рис. 7.10, 7.11).



Рис. 7.10. Соотношение дейтерия и кислорода-18 в разных типах льда ледника Чли Титлис, Швейцарские Альпы, на основании анализа 26 образцов (по R.Lorrain, W.Haeberli, 1990):

1 – базальный лед,

2 – лед из тоннеля в толще ледника,

3 – лед с поверхности ледника

Рис. 7.11. Содержание стабильных изотопов во льду ледника Чли Титлис, А – стенка 10 метрового тоннеля, Б – базальный лед непосредственно над ложем ледника (по R.Lorrain, W.Haeberli, 1990) Поверхностный снег характеризуется значениями  $\delta^{18}O = -10,5\%$ ,  $\delta D = -75\%$ , на глубине 6 м отмечается первый сдвиг изотопного состава в сторону более отрицательных значений –  $\delta^{18}O = -13\%$ ,  $\delta D = -100\%$ . Для базального льда в основании ледника характерна резкая осцилляция изотопного состава. В нижних полутора метрах ледникового массива содержание тяжелых изотопов сначала немного увеличивается, а потом резко падает: значения  $\delta^{18}O$  меняются от –13 до –16,5‰, а значения  $\delta D$  от –90 до –120‰.

При этом образцы из базального льда также попадают на глобальную линию метеорных вод, как и образцы ледникового льда атмосферного происхождения. Следовательно, формирование базального льда происходило изо льда ледникового происхождения.

# 7.5. Лёд языка ледника Митре Ловенбрин на Шпицбергене

Н.Глэссер и М.Хэмбри (Glasser, Hambrey, 2002)исследовали изотопный состав ледника Митре Ловенбрин на Свальбарде, архипелаг Шпицберген (табл. 7.4, рис. 7.12).

δ<sup>18</sup>O, ‰ κ δD, ‰ к Глуби-на Характерис-Объект (см) **SMOW SMOW** тика снега -9.56-66.50-8 Рыхлый снег Свежий снегопад Твердый снег 9-32 -10.1-66,5 Недавний снегопад 33-72 Грубокрис--15,24-117,6Снег с глубинной таллический изморозью снег -7,49 Глубинная -52,273-74 Тонкий прослой льда изморозь -65,775-90 Глубинная -10,19Сахарный изморозь снег с прослоями льда -10491-100 Сезонный слой -14,8Слоистый лед 101-104 -11.11 -83,6Ледс Ледниковый пузырьками лед

**Таблица 7.4.** Изотопный состав снежного покрова на высоте 260 м в Митре Ловенбрин, Свальбард (по N.F.Glasser, M.J.Hambrey, 2002)



**Рис. 7.12.** Отношение δ<sup>18</sup>О к δD во льду языка ледника Митре Ловенбрин на Шпицбергене (по N.F.Glasser, M.J.Hambrey, 2002): а – свежий снег; б – поверхностный ледниковый лед; в – базальный лед; г – лед надвиговых слоев в области абляции

Значения  $\delta D$  в снегу на леднике Митре Ловенбрин варьируют от -54 до -126‰, среднее значение равно -88‰, а значения  $\delta^{18}O$  варьируют от -6,8 до -18,6‰, среднее значение равно -12,81‰

В изотопном составе снега показали, что соотношение между  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  отвечает уравнению  $\delta D = 6,42 \cdot \delta^{18}O - 6,49$  (см. рис. 7.12, а).

Значения δD в поверхностном ледниковом льду ледника Митре Ловенбрин варьируют от -70 до -90‰, среднее значение -84,2‰, а

значения δ<sup>18</sup>О варьируют от −10,1 до −12,8‰, среднее значение равно −11,94‰ (см. рис. 7.12, б).

Соотношение между  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в поверхностном ледниковом льду отвечает уравнению  $\delta D = 6,97 \cdot \delta^{18}O - 1,5$ . Хотя изотопные значения у снега и поверхностного ледникового льда очень близки, ледниковый лед демонстрирует большее осреднение. Амплитуда вариаций изотопного состава снега возрастает с высотой.

Значения  $\delta D$  в базальном ледниковом льду ледника Митре Ловенбрин варьируют от -73 до -95‰, среднее значение  $\delta D$  равно -84,8‰, а значения  $\delta^{18}O$  варьируют от -10,4 и -13,1‰, среднее значение равно -11,95‰ (см. рис. 7.12, в), соотношение между  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  описывается уравнением  $\delta D = 7,62 \cdot \delta^{18}O + 6,36$ .

Значения  $\delta D$  во льду надвиговых слоев в области абляции ледника Митре Ловенбрин варьируют от -75,1 до -89,6‰, среднее значение -82,8‰, а значения  $\delta^{18}$ О варьируют от -11,1 до -12,56‰, среднее значение -11,87‰ (см. рис. 7.12, г), соотношение между  $\delta D$  и  $\delta^{18}$ О описывается уравнением  $\delta D$  =7,71· $\delta^{18}$ O + 8,73. Очевидно, что ледниковый и даже базальный лед ледника Митре Ловенбрин не подвергались процессам, приводящим к фракционированию.

Изучение изотопного состава льда выводных языков и мёртвого льда ледников позволило установить, что:

- В толще мёртвого льда ледника Большой Азау значение δ<sup>18</sup>О варьирует от –12,99 до –19,41‰, среднее значение δ<sup>18</sup>О=–14,9‰.
- Изотопный состав фирна на западном ледниковом плато Эльбруса, на высоте 5100 м, накопленного за период с 1993 по 2004 г., имеет среднее значение δ<sup>18</sup>O = -14,8‰ при сезонных вариациях значений от -8 до -28,3‰.
- Среднее значение δ<sup>18</sup>О современного фирна и льда в зоне аккумуляции ледников Эльбруса (-14,8‰) практически идентично среднему изотопному составу мёртвого льда ледника Большой Азау (-14,9‰), возраст которого 150–250 лет.
- В изотопной записи ледника Большой Азау не запечатлено сколько-нибудь выраженной климатической тенденции за последние 150–200 лет.
- Во льду ледника Джанкуат значения δ<sup>18</sup>О варьируют от -11,78 до -18,62‰, значения δD изменяются от -71,23 до -127‰.
- Изотопный состав фирна на Джантуганском фирновом плато накопленного за период с конца 50-х годов до 1983 г. варьирует по δ<sup>18</sup>O –7,8 до –18,9‰.

- Общий диапазон значений δ<sup>18</sup>О в области абляции ледника Джанкуат находится внутри диапазона вариаций в области его питания. Изотопически более тяжёлый летний снег сохраняется в меньшей степени, поэтому во льду ледника в зоне абляции он практически не присутствует.
- Поверхностный снег на леднике Чли Титлис характеризуется значениями δ<sup>18</sup>O = -10,5‰, δD= -75‰, на глубине 6 м отмечается первый сдвиг изотопного состава в сторону более отрицательных значений δ<sup>18</sup>O = -13‰, δD= -100‰.
- Для базального льда в основании ледника Чли Титлис характерна резкая осцилляция изотопного состава. Значения δ<sup>18</sup>О в пределах толщи базального льда менее 0,5 м резко меняются от -13 до -16,5‰, а значения δD от -90 до -120‰.
- Базальный лёд по соотношению δ<sup>18</sup>O и δD попадает на глобальную линию метеорных вод, как и образцы ледникового льда атмосферного происхождения. Следовательно, формирование базального льда происходило изо льда ледникового происхождения.
- В базальном ледниковом льду ледника Митре Ловенбрин значения  $\delta^{18}$ О варьируют от –10,4 и –13,1‰, среднее значение равно –11,95‰, значения  $\delta D$  от –73 до –95‰, среднее значение  $\delta D = -84,8\%$ .
- В поверхностном ледниковом льду ледника Митре Ловенбрин значения δ<sup>18</sup>О варьируют от -10,1 до -12,8‰, среднее значение равно -11,94‰, значения δD – от -70 до -90‰, среднее значение δD = -84,2‰.
- Во льду в области абляции ледника Митре Ловенбрин значения δ<sup>18</sup>О варьируют от -11,1 до -12,56‰, среднее значение составляет -11,87‰, значения δD от -75,1 до -89,6‰, среднее значение δD = -82,8‰.
- В снегу на леднике Митре Ловенбрин значения δ<sup>18</sup>О варьируют от -6,8 до -18,6‰, среднее значение равно -12,81‰ Значения δD значения δD – от -54 до -126‰, среднее значение δD равно -88‰.
- Ледниковый и базальный лед ледника Митре Ловенбрин имеют общую природу, они не подвергались процессам, приводящим к заметному фракционированию.

# Глава 8. Изотопный состав базального льда полярных ледников

#### 8.1. Строение базального льда

Базальный лед встречается как в основании ледниковых щитов и куполов, так и в основании горных ледников. Базальный лед ледников (прил. 6, рис. 8.1-8.2) и ледниковых щитов формируется изза изменения термального режима ложа ледника преимущественно за счёт конжеляционных процессов (Knight, 1987) и промерзания переохлажденной воды, в базальном льду нередко наблюдаются прослои, содержащие минеральные включения и даже обломочный материал. Базальный лед – это слой ледника, в котором свойства льда напрямую зависят от близости к ложу ледника. Хотя имеются существенные различия между свойствами базального льда из разных ледников, тем не менее, есть две характерные черты, которые отмечаются во всех базальных льдах. Если типичный ледниковый лед состоит изо льда, образовавшегося при сжатии и перекристаллизации снега, накопившегося на поверхности ледника, то базальный лед обычно образуется, либо при вторичном замерзании воды непосредственно над ложем ледника, либо при метаморфизме льда атмосферного происхождения под воздействием гидравлических и тепловых условий у ложа ледника. Из-за этого химический состав и базального льда структура отличаюся OT залегающего выше ледникового льда прямого атмосферного питания.

Если ледниковый лед атмосферного происхождения содержит только обломочный материал, попавший на поверхность ледника, то базальный лед может содержать большое количество обломочного материала с поверхности ложа ледника. Это обстоятельство изменяет не только химический состав и структуру льда, но и его реологические свойства.

Большое количество обломочного материала значительно увеличивает вес базального льда, что способствует снижению скорости пластического движения льда и отщепления его от более легкого и быстрее движущегося льда. Обломочный материал базального льда ледника содержит большое количество песчаносупесчаной фракции. Гранулометрический состав ледниковых отложений связан с составом пород ледникового ложа, а также с условиями дробления и перемешивания обломочного материала.

169



Рис. 8.1. Ледник Тейлора, Земля Виктории. Темные ленточные прослои – это базальный лед, светлые прослои – базальный тиллит, выше – ледниковый лед. Фото М.Дж.Хэмбри (Hambrey, 1994)



Рис. 8.2. Базальный лёд Купола Вавилова. Фото А.А.Андреева В.Балтрунас с соавторами (Baltrūnas et al., 2009) оценил особенности распределения обломочного материала базального льда ледника Рассел в Западной Гренландии (рис. 8.3).



**Рис. 8.3.** Язык и конечная морена ледника Рассел в Западной Гренландии (67°5'45.04" с.ш., 50°16'8.31" з.д.)

Для этого они решили несколько задач: 1) определение количества обломочного материала в базальном льду, а также гранулометрического состава этого материала; 2) определение преобладающей ориентировки длинных осей И наклона крупнообломочного материала; 3) особенностей оценка формирования структуры обломочного материала.

Образцы обломочного материала отбирали из базальной части 1,9-9,6 КΓ базального ледника. на месте растворяя льда. Гранулометрический анализ высушенного обломочного материала осуществлен с применением комплекта 19 сит. В пяти обнажениях геологическим компасом измерялись ориентировка и наклон длинных осей крупнообломочного материала. Изучались обнажения базального льда на северном, западном и южном склонах ледника. По данным гранулометрического анализа 21 образца базального льда количество обломочного материала составило от 34,33 до 86,54% (в среднем 60%). Результаты показали, что обломочный материал базального льда ледника Расселл характеризуется большим количеством песчано-супесчаной фракции, в отличие от поверхностной, боковой и конечной морен этого ледника. Эти

171

были данные сопоставлены С данными гранулометрического Литве, отложений В которые считаются анализа мореной, донной позднеплейстоценовой где мореноподобный материал значительно более глинистый. По сути, базальный лед современных ледников, согласно выводам В. Балтрунаса (Baltrūnas et al.. 2009), можно трактовать, начальную как стадию формирования донной морены (донного тилла т.е. грубообломочных отложений ледникового происхождения), проявившуюся еще в процессе пластического движения льда и структуру обусловливающую гранулометрического состава обломочного материала. Структуру гранулометрического состава ледниковых отложений обусловливают состав экзарируемых пород ледникового ложа, а также механизм дробления и перемешивания обломочного материала во время движения ледника. В процессе ледникового дробления материал измельчается до частиц мелкой супеси. Увеличение относительной энтропии гранулометрического состава, как показателя перемешивания связано с выравниванием количества размерных частиц В процессе перемешивания обломочного материала В массиве движущегося ледника. Ориентировка И наклон осей крупнообломочного ДЛИННЫХ Расселл материала В базальной части ледника могут свидетельствовать, что существуют два способа движения льда: пластического и смещения в виде чешуй по плоскостям внутренних сколов лелника.

Там, где основание ледника тает, базальный слой льда может быть очень тонким или вообще отсутствовать, но там, где таяние невелико и имеет место базальное намерзание (аккреция) льда, толщина слоя базального льда достигает десятков метров (Knight, 1997). Мощность слоя базального увеличивается льда из-за процессов намерзания льда из талой воды и из-за деформаций сжатия. Верхней границей базального льда считается зона, в которой прекращается прямое воздействие процессов, ведущих к формированию базального льда: намерзание льда, вовлечение в лед обломочного материала, течение талой воды ПО сети внутриледниковых трещин.

Вовлечение обломочного материала в лед происходит путем режеляции, т.е. повторного замерзания кристаллов или отдельных массивов льда в местах их соприкосновения в условиях высокого удельного давления и попеременного промерзания и оттаивания

рыхлых влажных горных пород, конжеляции - замерзания жидкой или капельножидкой воды во время движения талых вод по трещинам ледника. Процессы, в результате которых формируется базальный можно разделить процессы лёд, на две группы: формирования нового льда в основании ледника, и процессы метаморфического изменения уже существующего льда у основания Однако даже в пределах одного ледника. ледника процессы формирования базального льда могут сильно варьировать.

Многие исследователи полагают, что для базального льда определение его изотопного состава – наиболее оптимальный путь получения информации о его формировании (Jousel, Souchez, 1982, 1984), поскольку можно определить наличие переохлажденной воды и условия промерзания в основании ледника.

Задачи изотопных исследований базального и шельфового льда:

- о выявить диапазон вариаций  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D;
- о рассчитать среднее значения  $\delta^{18}$ О и  $\delta D$ ;
- о исследовать вертикальное распределение  $\delta^{18}$ O и  $\delta$ D;
- Установить, какова доля участия снега, подледных вод в формировании базального льда.

### 8.2. Базальный лёд шельфовых и выводных ледников Восточной Антарктиды

Шельфовый ледник – плавучий или частично опирающийся на дно моря ледник, текущий от берега. Имеет вид плиты, заканчивающейся обрывом. Шельфовый ледник получает питание в результате притока материкового льда, накопления атмосферных осадков, намерзания льда из морской воды и причленения айсбергов.

Например, шельфовый ледник купола Лоу образован слоями разного генезиса. Базальный лед шельфового ледника купола Лоу образован переслаиванием чистого льда и льда, насыщенного обломочным материалом в приморской части, а также переслаиванием конжеляционного льда и зернистого морского льда во внутренней части ледника.

Базальный лёд ледника Хамна, Восточная Антарктида. Х.Изука с соавторами (Iizuka et al., 2001, 2010) рассмотрел проблему формирования базального льда в Восточной Антарктике на примере разреза льда ледника Хамна (69°20' ю.ш., 39°45' в.д.). Мощность базального льда в разрезе 6,8 м. Верхние 5,5 м состоят из переслаивания льда с пузырьками и льда без пузырьков. Измерения стабильных изотопов кислорода и водорода (значения  $\delta^{18}O = -45,6\%$ ,  $\delta D = -364\%$ ) в базальном льду (рис. 8.4) заставляют предположить, что лед сформировался из снега в центральных частях материка на высоте 3000 м над уровнем моря, примерно в 150 км на юго-восток от ст.Мизухо, поскольку значения  $\delta^{18}O$  в данном районе изменяются от сезона к сезону от -10 до -33%.



**Рис. 8.4.** Изменение величины  $\delta^{18}$ O,  $\delta$ D, дейтериевого эксцесса и соотношение  $\delta^{18}$ O и  $\delta$ D в разрезе базального льда ледника Хамна (по Y.Iizuka et al., 2001), по данным анализа 82 образцов. Точечной горизонтальной линией разделены верхняя и средняя части разреза

Значения дейтериевого эксцесса составляют в среднем 2‰, это ниже, чем среднее значение дейтериевого эксцесса в центре материка (5‰) или у метеорных вод (10‰). Для того, чтобы определить происхождение льда изучен изотопный состав 4 фрагментов разреза с отбором образцов через каждые 5 мм. Это лед ледникового щита без признаков нарушения из верхней части разреза, фрагменты базального слоистого льда А и Б из верхней части и фрагмент базального неслоистого льда В из нижней части разреза (рис. 8.5).

Для детального исследования из верхней части разреза также были отобраны фрагменты слоистого льда Г (100 мм, отбор с шагом 3 мм – рис. 8.6) и Д (200 мм, отбор с шагом 1,5 мм – рис. 8.7). Значения  $\delta^{18}$ О во фрагментах А, Б, В изменяются в пределах от –47‰ до –40‰, а  $\delta$ D от –380‰ до –320‰. В ледниковом и базальном льду характер распределения изотопов кислорода и водорода существенно различается.



**Рис. 8.5.** Вариации значений  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D в 4 обнажениях базального льда на леднике Хамна (по Y.Iizuka et al., 2001): 1 – лёд без пузырьков; 2 – лёд с пузырьками; 3 – распределение  $\delta^{18}$ O;

4 -распределение  $\delta D$ 

В ледниковом льду вариации  $\delta^{18}$ О составляют менее 2,2‰, для  $\delta$ D менее 13‰.При такой однородности выделить сезонные или климатические изменения чрезвычайно трудно. В базальном льду вариации содержания изотопов <sup>18</sup>О составляют 6‰, а  $\delta$ D – 50‰.

Изотопные диаграммы, полученные для фрагментов А, Б, Г и Д, в верхней части демонстрируют связь между изотопным составом и чередованием прослоев льда с пузырьками и без них. В прослоях льда без пузырьков значения  $\delta^{18}$ О более положительны по сравнению с прослоями льда с пузырьками.

Среднее значение этой разницы для фрагмента A составляет 2,4  $\pm 1\%$  для  $\delta^{18}$ O и 19  $\pm 8\%$  для  $\delta$ D.

Для фрагментов Г и Д среднее значение разницы между льдом с пузырьками и без пузырьков 2,6 ± 1‰ для  $\delta^{18}$ O и 21 ± 9‰ для  $\delta$ D. Встречаются прослои, разница между которыми составляет 5-6‰ для  $\delta^{18}$ O и 45-59‰ для  $\delta$ D. Соотношение  $\delta^{18}$ O и  $\delta$ D во фрагменте В из нижней части базального льда демонстрирует, что резкие изменения изотопного состава (3,2‰ для  $\delta^{18}$ O и 30‰ для  $\delta$ D) связаны с границами между прослоями льда.



**Рис. 8.6.** Вертикальное распределение  $\delta^{18}$ О во фрагменте ледяного керна Г на высоте 5,8 м с отбором образцов через 3 мм (по Y.Iizuka et al., 2001): 1 – лед без пузырьков; 2 – лед с пузырьками.

Тонкими стрелками отмечены максимумы, а толстыми стрелками отмечены прослои льда с пузырьками. а – соотношение изотопов кислорода и дейтерия для фрагмента Г в целом, б – соотношение изотопов кислорода и дейтерия для прозрачного льда без пузырьков

Во льду, лишенном пузырьков с высотой значения  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D уменьшаются.

Значения дейтериевого эксцесса в базальном льду в фрагментах A, Б, B, Г, Д, такие же как и в базальном льду в целом и не превышают 2‰, колебания  $d_{exc}$  совершенно не связаны с прослоями льда.



**Рис. 8.7.** Вертикальное распределение  $\delta^{18}$ О во фрагменте ледяного керна Д на высоте 1,7 м с отбором образцов через 1,5 мм (по Y.Iizuka et al., 2001):

1 – лед без пузырьков (серый фон); 2 – лед с пузырьками. Тонкими стрелками отмечены максимумы, толстыми черными стрелками отмечены прослои льда с пузырьками с высокими значениями  $\delta^{18}$ О, толстыми белыми стрелками отмечены прослои льда с пузырьками с наиболее отрицательными значениями  $\delta^{18}$ О. а – соотношение изотопов кислорода и дейтерия для фрагмента Д в целом; б – соотношение изотопов кислорода и дейтерия для прозрачного льда без пузырьков; в – соотношение изотопов кислорода и дейтерия для прозрачного льда без пузырьков; в – соотношение изотопов кислорода и дейтерия для льда в интервале 72-80 мм

Эти детальные изотопные исследования позволили (Iizuka et al., 2001) реконструировать историю формирования базального льда антарктического ледника Хамна в Восточной Антарктике (рис. 8.8).



**Рис. 8.8.** Схематическая история формирования антарктического ледника Хамна (по Y.Iizuka et al., 2001):

1 – формирование слоистого льда, состоящего из прослоев с пузырьками и без пузырьков, образовавшегося в результате промерзания на возвышенности во внутренней части дренажного бассейна; 2 – после промерзания слоистый лед был смят в складки по мере продвижения по ложу ледника, 3 – в результате давления у орографических барьеров сформировались складки, 4 – складки в процессе движения опрокинулись и на вертикальном разрезе проявилась горизонтальная слоистость

Базальный лёд шельфового ледника купола Лоу. Значения  $\delta^{18}$ О ненарушенного ледникового льда, залегающего в нижней части разреза купола Лоу (66°44' ю.ш., 112°50' в.д.) в Восточной Антарктике, составляют –26÷ –23‰, что для краевой части купола Лоу соответствует переходу от позднего плейстоцена к голоцену (Goodwin, 1993).

Значения  $\delta^{18}$ О ненарушенного льда, залегающего непосредственно над верхним прослоем льда с обломочным материалом, варируют от -23 до -21 ‰ (рис. 8.9).



**Рис. 8.9.** Изотопная стратиграфия шельфового ледника купола Лоу, Восточная Антарктика (по I.D. Goodwin, 1993)

Лед из моренных линз Клиф Льюис Тан. Р.Соки с соавторами (Socki et al., 2008) исследовали изотопный состав льда в антарктическом "метеоритном поле" Клиф Льюис Тан (84°17' ю.ш., 161°05' в.д.), расположенном в Восточной Антарктиде на высоте 2400 м между ледниками Бредмор и Лоу. Клиф Льюис Тан имеет форму языка, 2 км в ширину и 9 км в длину, где лед в основном мёртвый неподвижный. Со всех сторон ледник окружен моренами и обнажающимися коренными породами. Вдоль цепочек моренных холмов наблюдается ряд многолетнемерзлых и талых озер. В озерах и на поверхности холмов встречаются эвапориты, в основном мирабилит  $Na_2SO_4 \times 10H_2O$ .

В снегу, ледниковом льду, в линзах льда в моренах, в озерцах в моренных грядах значения  $\delta^{18}$ О варьируют от -64,2 до -29,7‰, и  $\delta$ D от -456,0 до -231,7‰ (рис. 8.10).



**Рис. 8.10.** Диаграмма отношения δ<sup>18</sup>О к δD во льду языка ледника Льюиса в Восточной Антарктиде (по R.A.Socki et al., 2008): 1 – снег; 2 – ледниковый лед; 3 – лед в линзах льда под эвапоритовыми буграми; 4 – озерная вода; 5 – тренд при эвапорации; 6 – глобальная линия метеорных вод

За редким исключением все значения попадают на локальную линию метеорных вод. Снег, т.е. локальные осадки, как правило, всегда изотопически тяжелее, чем ледниковый лед. Тем не менее, ледниковый лед попадает на линию локальных метеорных вод. Лед из моренных линз, образовавшихся под крупными эвапоритовыми характеризуется значениями, располагающимися буграми, на диаграмме справа от линии метеорных вод, следовательно, эти льды сформировались с участием процесса эвапорации (т.е. выпаривания). Согласно изотопному составу воды данным по озер, озера образовались при таянии ледникового льда с небольшим участием снега также под воздействием процессов эвапорации. Особенно заметное участие снега отмечается в воде озер Биг Бой и Боулдер (см. рис. 8.10).

Шельфовый ледник близ мыса Мак-Мёрдо. Изучению изотопного состава шельфовых ледников с целью определения
генезиса льда посвящены работы В.Стактона, Т.Делейка, М.Дениро (Stockton et al., 1984), И.Гудвина (Goodwin, 1993) и др.

Содержание стабильных изотопов определено в пределах ледового подводного склона (протяженностью 70 м, высотой ≈6 м) в бухте Эксплорерс на западном побережье мыса Мак-Мёрдо (76°33'48"5 ю.ш., 163°29'17" в.д.) в Антарктиде (рис. 8.11, табл. 8.1).



**Рис. 8.11.** Изотопный состав льда шельфового ледника и морского многолетнего льда близ мыса Мак-Мёрдо. Из У.Л.Стоктона и др. (Stockton et al., 1984): 1 – точка отбора льда из керна; 2 – вода бухты Эксплорерс

Величины  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D в верхних слоях шельфового ледника близки к их значениям в морском льду, среднее значение  $\delta$ D = +5 ± 1‰, а  $\delta^{18}$ O = +1,2 ± 0,1‰, средняя соленость 1,826 ± 0,344‰.

На глубинах ниже 2,15 м значения  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D становятся заметно ниже. Среднее значение  $\delta$ D =  $-24 \pm 1\%$ , а  $\delta^{18}$ O =  $-2,6 \pm 0,1\%$ , средняя соленость 1,826 ± 0,344‰ (см. табл. 8.1). Соленость на этой глубине не отличается от солености верхних слоев шельфового ледника и морского льда.

Образец ледникового льда, отобранного в 50 км к югу на мысе Шоколад, отличается гораздо более отрицательными значениями  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D. Этот ледниковый лёд также существенно менее соленый, чем любой образец морского льда или льда шельфового ледника.

**Таблица 8.1.** Содержание стабильных изотопов кислорода и водорода в ледяных кернах, полученных из скважин на склоне шельфового ледника в бухте Исследователей и из ледникового льда в морене на мысе Шоколад, районе мыса Мак Мердо, Антарктида (76°33'48"5 ю.ш., 163°29'17"в.д.). Из У.Л.Стоктона и др. (Stockton et al., 1984)

№ образца	Глубина отбора и описание	δ <sup>18</sup> O, ‰	δD, ‰	Соле-
				ность, ‰
1, керн 1	90-100 см, морской лед	+1,1	+4	1,995
2, керн 1	190-200 см, морской лед	+1,1	+4	1,489
3, керн 1	0-15 см, лед шельфового ледника	+1,3	+5	1,470
4, керн 1	15-33 см, лед шельфового ледника	+1,1	+4	2,207
5, керн 1	90-115 см, лед шельфового ледника	+1,3	+5	1,610
6, керн 1	190-215 см, лед шельфового ледника	+1,3	+6	2,019
7, керн 1	290-300 см, лед шельфового ледника	-3,1	-29	1,604
8, керн 2	190-200 см, морской лед	+0,9	+3	2,167
9, керн 2	290-305 см, лед шельфового ледника	-2	-18	2,038
Мыс Шоколад	лед континетального ледника	-10	-82	0,094
	Стандарт SMOW	0,0	+1	
	Стандарт SLAP	-54,7	-430	

Следовательно, данная часть шельфового ледника сформировалась скорее путем намерзания морской воды, чем в результате притока материкового льда (Stockton et al., 1984).

В базальной зоне ледников сухих долин Мак-Мёрдо встречается так называемый янтарный лед, впервые описанный Дж. Холдсвортом (Holdsworth, 1974) в разрезе ледника Мезерв – ледника с мёрзлым основанием, расположенного в долине Райта на Земле Виктории (77°31' ю.ш., 162°17' в.д.). Отличительные особенности льда – его ярко-желтый оттенок, массивная структура, высокая концентрация

тонкозернистого обломочного материала, высокая концентрация растворенных веществ (в семь раз больше, чем в ледниковом льду). Диаметр частиц варьирует от 0,2 мм до 0,7 мм, что соответствует тонкозернистому песку. Кристаллы янтарного льда в леднике Мезерв ориентированы по нормали относительно ложа ледника. Величина  $\delta D$  в янтарном льду оказалась на 40‰ ниже, чем в вышезалегающем ледниковом льду (Cuffey et al., 2000). Сопоставление концентрации CO<sub>2</sub> и соотношения Ar/N<sub>2</sub> показало, что состав воздуха в пузырьках воздуха в янтарном и ледниковом льду практически не отличим.

Этот лед также был отмечен в других ледниках сухих долин Мак-Мёрдо – в нижнем леднике Земли Виктории и леднике Зюсса. В обоих этих ледниках концентрация растворенных веществ в янтарном льду была несколько ниже по сравнению с ледником Мезерв. Хотя визуально янтарный лед отличается от типично ледникового льда, но, ни изотопный состав, ни состав воздуха в пузырьках не различимы. Из этого следует, что янтарный лед не подвергался таянию и повторному промерзанию (Sleewaegen et al., 2003). Значения  $\delta^{18}$ О янтарного льда в леднике Зюсса варьируют от –32,6 до –33,5‰, а  $\delta$ D от –260 до –264‰, что перекрывается интервалом вариаций изотопных значений в ледниковом льду (Sleewaegen et al., 2003).

Базальный лёд ледника Рон на Земле Виктории. Ледник Рон (77°40' ю.ш., 162°25' в.д.) находится в южной части Земли Виктории, Антарктида. Ледник спускается с 2000 м и заканчивается примерно на 200 м над долиной (Mager et al., 2009). Среднегодовая температура воздуха этой области равна  $-17,9^{\circ}$ С. Изотопный состав базального льда заметно меняется по  $\delta^{18}$ О от -30% до -34% (рис. 8.12).

Лед ледникового происхождения имеет примерно такой же изотопный состав, однако значения  $\delta^{18}$ О в слоистом льду варьируют в более узком диапазоне (от –34‰ до –32‰). Для янтарного льда характерно однопиковое распределение изотопных значений. На границе слоистого и янтарного льда имеется отрицательный сдвиг значений  $\delta^{18}$ О (от –33‰ до –36‰). Для уравнения регрессии, характеризующего изотопный состав базального льда, получен коэффициент 7,8 ± 0,2, который меньше, чем коэффициент 8,1 линии локальных метеорных вод (ЛЛМВ). Коэффициент 7,8 лежит между линией локальных метеорных вод и теоретическим значением коэффициента для протаявшего и вновь замерзшего льда.

Янтарный лёд имеет коэффициент регрессии 8,4, который близок к коэффициенту линии локальных метеорных вод (рис. 8.13).



**Рис. 8.12.** Изотопный состав базального льда ледника Рон (из S.Mager et al., 2009): (а) стратиграфия базальных фаций льда, (б) содержание обломочного материала; (в) суммарная концентрация растворенных веществ; (г) вариации δ<sup>18</sup>O (д) вариации δD



**Рис. 8.13.** Соотношение  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D у базального льда ледника Рон (из S.Mager et al., 2009):

1 – слоистый лед, 2 – янтарный лед, 3 – ледниковый лед

Базальный лёд шельфового ледника Тэйлора. У ледника Тэйлора (77° ю.ш., 163° в.д.) в основании имеется мощный базальный слой, который хорошо вскрыт. Уникальной особенностью является высокая насыщенность тонкозернистых осадков из базального слоя солями

железа, что привело к образованию "кровавого водопада" на левой оконечности ледника.

Наличие минеральных осадков в теле ледника, очевидно, свидетельствует о взаимодействии ледника С подстилающими Если ледник политермальный, породами. то солей захват И обломочного материала можно интерпретировать как результат незначительного протаивания базального льда и его последующего промерзания с включением пород субстрата. Этот процесс должен сопровождаться фракционированием стабильных изотопов.

Базальный лед был исследован в 20-метровом туннеле в леднике Тэйлора (Mager et al., 2007). Выделено три группы фаций базального льда: 0-0,7 м неяснослоистый лед, 0,7-1,5 м чистый лед, 1,5-2,8 м тонкослоистый лед, 2,8-3,9 м переслаивание всех трех фаций, при этом неяснослоистый лед характеризуется низкой концентрацией включений и пузырьков и высокой концентрацией солей.

В чистом льду почти нет примесей и солей, концентрация пузырьков значительно варьирует от почти полного отсутствия до высокой насыщенности ими. Тонкослоистый лед содержит глинистые включения, в количестве 25% от объема, содержание солей среднее. Тонкослоистый лед смят в складки.

Вариации величины  $\delta^{18}$ О во льду ледника Тэйлора находятся в интервале от –44‰ до –37‰, а  $\delta$ D в интервале от –360‰ до –303‰, наибольшая амплитуда колебаний наблюдается в тонкослоистом льду. Диаграмма соотношения изотопов кислорода и дейтерия демонстрирует четкую линейную зависимость  $\delta$ D = (8,18 ± 0,01)· $\delta^{18}$ O + 3,78 (рис. 8.14).

Уравнение локальных метеорных вод, полученное для купола ледника Тэйлора, имеет вид:  $\delta D = 7,79 \cdot \delta^{18}O - 3,68$ . Для ледника Зюсса в долине Тэйлора получена линия локальных метеорных вод с коэффициентом регрессии 8,1 (Mager et al., 2007).

Поскольку значения коэффициента регрессии близки для базального льда ледника Тэйлора и для локальной линии метеорных вод ледника Зюсса, можно сделать вывод, что базальный лед имеет атмосферное происхождение.

Анализ отдельных фаций базального льда показал на существенные различия тонкослоистого и неяснослоистого льда.

Изотопный состав тонкослоистого льда описывается уравнением  $\delta D = (8,25 \pm 0,01) \cdot \delta^{18}O + 6,78$ , что практически соответствует ледниковому льду.



Неяснослоистому льду соответствует коэффициент регрессии  $6,99 \pm 0,34$ , коэффициент регрессии для чистого льда  $6,60 \pm 0,80$ .

Базальный лёд выводного ледника в бухте Терра-Нова. Изучая выводной ледник в бухте Терра-Нова (74°41' ю.ш., 164°07' в.д.) Р. Суше с соавторами (Souchez et al., 1998) предположили, что при взаимодействии ледникового щита и моря действует механизм двойной диффузии (рис. 8.15).

В придонных слоях под выводным ледником из-за приливноотливных движений пресные талые воды ледника и соленые морские воды перемешиваются. Однако, когда морские воды просачиваются сквозь подледниковые осадки, возникает так называемая "двойная диффузия" (Souchez et al., 1998). Поскольку температура замерзания морской воды ниже, чем у континентальных талых вод, то будет происходить диффузия тепла из-под ледникового ложа в сторону моря, против течения морской воды.



**Рис. 8.15.** Схема механизма промерзания при двойной придонной диффузии (по R.Souchez et al., 1998): 1 – лед атмосферного происхождения, 2 – приливно-отливные движения, 3 – намерзающий лед, 4 – пропитанные талой водой подледниковые отложения, 5 – отложения, насыщенные морской водой

С другой стороны, так как соленость морской воды выше, чем у талых вод, то соли будут диффундировать из морской воды в подледниковые осадки, насыщенные талыми пресными водами.

В отличие от теплового потока, соли могут диффундировать только в жидкой среде. Подледниковые отложения при этом остывают гораздо быстрее, чем происходит их засоление. Поэтому на дно ледника намерзает солоноватый лед. Поскольку взаимодействие морских и талых ледниковых вод происходит в толще подледниковых осадков, то данный механизм ограничивает скорости их перемешивания.

Изучение изотопного состава разных фаций ледникового льда позволило доказать существование механизма двойной диффузии (Souchez et al., 1998).

Изотопный состав ледникового льда атмосферного происхождения описывается уравнением  $\delta D = 7,91 \cdot \delta^{18}O + 2,59$ , которое можно сопоставить с локальной линией метеорных вод в данном районе (рис. 8.16, вкладка).



**Рис. 8.16.** Изотопная диаграмма базального льда из бухты Терра Нова, Антарктика (по R.Souchez et al., 1998): 1 – изотопный состав воды, реконструированный на основании данных по изотопному составу льда и коэффициентов для равновесных условий промерзания, 2 – изотопный состав льда. На вкладке показан изотопный состав льда из того же района Антарктики

При этом 8 значений  $\delta^{18}$ О ниже, чем –17‰, а значения  $\delta$ D ниже, чем –130‰. Талая ледниковая вода имеет такой же изотопный состав, поскольку при таянии не происходит фракционирования. Насыщенный обломками базальный лед на выводном леднике Кэмбпелла характеризуется значениями  $\delta^{18}$ O от –15‰ до –3‰, а  $\delta$ D от –120‰ до –30‰. Образцы базального льда на диаграмме соотношения кислорода и дейтерия попадают на прямую линию, отвечающую уравнению  $\delta D = 7,71 \cdot \delta^{18}O - 1$ .

Когда талые воды достигают контакта с морскими водами, в придонных осадках возникает диффузия. Подобно ионам, тяжелые изотопы кислорода и водорода будут диффундировать из морской воды, поскольку ледниковые воды изотопически легче. Следовательно, изотопный состав базального льда, сформировавшегося в процессе намерзания, будет зависеть OT масштабов диффузии до промерзания. Промерзание в процессе двойной диффузии происходит медленно и, следовательно, В

равновесных условиях. Поэтому зная изотопный состав льда, можно определить изотопный состав воды, из которой он сформировался, принимая во внимание коэффициенты равновесного фракционирования для дейтерия и кислорода. Такая операция была произведена. Полученная прямая линия аппроксимируется уравнением  $\delta D = 7,63 \cdot \delta^{18}O + 1,9$ . Эта линия близка соотношению  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  морских и ледниковых вод из бухты Терра Нова.

Р.Суше с соавторами на основании изучения изотопного состава антарктических ледников Тейлора и Макая разработали изотопную модель формирования сегрегационных прослоев льда в Антарктике (Souchez et al., 2004). Ими было выделено две разновидности базального базальный без льда: лед явных признаков и базальный лед с контрастной фракционирования изотопной характеристикой. Примером первой разновидности базального льда может служить лед из основания ледников Макая и Тэйлора (рис. 8.17).



Рис. 8.17. Изотопные диаграммы антарктических ледников Макая (а), Тейлора (б): 1 – ледниковый лед атмосферного происхождения, 2 – базальный лед. Приведены уравнения регрессии для ледникового атмосферного и базального льда (по R.Souchez et al., 2004)

Образцы базального льда в обоих случаях попадают на локальную линию метеорных вод с коэффициентом 8,5 для ледника Макая и 8,2 для ледника Тэйлора. Предполагается, что, поскольку следы фракционирования во льду отсутствуют, следовательно, прослои базального льда сформировались путем сегрегации льда при фильтрации талой ледниковой воды в тонкозернистых осадках.

Ледники U подземный лёд Университетской долины. Своеобразное ледяное образование было изучено Д.Ласселем С Сухих Долинах Мак-Мёрдо. Здесь, соавторами В наряду С ледниковыми поверхностными льдами, изотопически изучены И подземные пластовые льды.

Сухие долины Мак-Мёрдо состоят из серии свободных ото льда долин, протянувшихся с запада на восток, между антарктическим ледниковым щитом и морем Росса. Долины имеют ширину около 15 км и протяженность около 80 км. Они расположены на высотных отметках от 0 у моря Росса до 2000 м в районе Полярного Плато.

В пределы Сухих долин Мак-Мёрдо проникают три ледника: Феррари, Тейлор и Верхний Райт. Климат Сухих долин – это климат гипераридной полярной пустыни. Точка, в которой проводились исследования, расположена в Университетской долине (77°52′ ю.ш., 163°45′ в.д.; 1700 м над уровнем моря), одной из верхних долин хребта Кватермейн в Сухих долинах Мак-Мёрдо.

Университетская долина – это висячая ледниковая долина, она расположена на высоте 450 м относительно дна долины Бикон. Ее верховье перекрывается небольшим ледником, а дно покрыто полигонами вплоть до впадения в долину Бикон. Величина слоя сезонного протаивания увеличивается по мере удаления от ледника составляя 1 см в непосредственной близости от ледника, и 35 см на расстоянии 500 м от ледника. В непосредственной близости к леднику залегает ледяное тело на глубине 30-40 см под слоем рыхлых сухих отложений с валунами из песчаника. После удаления рыхлых отложений с поверхности льда можно было наблюдать, ЧТО поверхность льда разбита трещинами менее 2 см шириной, которые заполнены осадками. Университетская долина расположена в так называемой "стабильно возвышенной" микроклиматической зоне, которая характеризуется средней летней температурой ниже нуля и очень низким количеством осадков. Ближайшая метеостанция расположена в долине Бикон (1176 м), согласно ее данным, средняя летняя температура составляет -10°С, а относительная влажность

воздуха 41%, максимальная летняя температура 0°С. Летние температуры в Сухих долинах Мак-Мёрдо зависят от высотных отметок: (-0,98°C/100 м). Это значит, что средняя летняя температура в Университетской долине достигает -15°C, температура воздуха никогда не достигает 0°С, однако температура на поверхности грунтов может подняться выше нуля. При этом нулевая изотерма может достигать глубины 10–20 см. Обнаруженное ледяное тело не подвергается протаиванию, так как тепло не проникает на глубину его залегания.

Для изотопных исследований были отобраны образцы подземного льда – длина керна 44 см и ледника – длина керна 56 см.

Изменение величины дейтериевого эксцесса в подземных льдах природу (сформировался может разъяснить ИХ OH ИЗ фирнизированного льда или же при замерзании растаявшей воды, и подвергался ли лёд постседиментационным процессам, в частности, сублимации). При замерзании воды в жидком состоянии значение d<sub>exc</sub> смещается в сторону более высоких значений, в то время как в процессе сублимации льда значение d<sub>exc</sub> смещается в сторону меньших значений. Во всех случаях, предполагается отрицательная связь между значением d<sub>exc</sub> и δD (или δ<sup>18</sup>O) для льда, который подвергся постседиментационным процессам.

Для ледника до глубины 56 см получены значения проводимости и вариации  $\delta^{18}$ O,  $\delta$ D и d<sub>exc</sub> (рис. 8.18).

Значения проводимости относительно низки, варьируя между 6 и 28 µS см<sup>-1</sup> (микросименсов на см), они демонстрируют заметные изменения с глубиной.

Значения  $\delta^{18}$ О колеблются от -30,9 до -28,1%, в то время как значения дейтериевого эксцесса изменяются от -1,3 до 3,5%. На диаграмме соотношения  $\delta D - \delta^{18}$ О точки, полученные по образцам из ледника, соответствуют уравнению регрессии с коэффициентом 7,9 ( $\delta D = 7,9 \cdot \delta^{18}O + 0,8$ ). Это значение коэффициента регрессии находится между локальной линией метеорных вод, полученной для Сухих долин Мак-Мёрдо:  $\delta D = 7,7 \cdot \delta^{18}O - 8,7$  и глобальной линией метеорных вод (описываемой, как известно, уравнением:  $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O$ + 10, Craig, 1961).

На диаграмме соотношений d<sub>exc</sub>- $\delta D$ , точки распределены в пределах широкой горизонтальной полосы без очевидной связи, в соответствии с метеорным происхождением льда, т.е. из фирнифизированного снега.



Рис. **8.18.** Проводимость, значения  $\delta^{18}$ О и дейтериевый эксцесс в ледяном керне из ледника в Университетской долине (а). Изотопные диаграммы, показывающие соотношение  $\delta D - \delta^{18}$ О и d<sub>exc</sub> –  $\delta D$  в этом же керне (б, в). Из D.Lacelle et al. (2011). Напомним, что согласно В.Дансгору (Dansgaard, 1964) d<sub>exc</sub> =  $\delta D - \delta^{18}$ O

Для подземного пластового льда получены проводимость и значения  $\delta^{18}$ O и  $\delta$ D до глубины 44 см (рис. 8.19). Значения проводимости варьируют между 70 и 890 µS см<sup>-1</sup>, что заметно выше значений, полученных для ледника. Отмечены два резких скачка проводимости в интервалах 10–15 и 26 см.

В отличие от вариаций  $\delta^{18}$ О в льду ледника, значения  $\delta^{18}$ О для подземного льда демонстрируют экспоненциальное уменьшение в верхних 6 см, с максимальным значением  $\delta^{18}$ О –32,0‰ в самом верху, до –34,5‰ на глубине 6 см. Ниже этой отметки значения  $\delta^{18}$ О постепенно увеличиваются с –34,5 до –33,9‰.



**Рис. 8.19.** Проводимость, значения  $\delta^{18}$ О и дейтериевый эксцесс (a) в ледяном керне из подземного льда в Университетской долине (из 2011) Изотопные диаграммы, et D.Lacelle al., показывающие  $\delta D - \delta^{18} O$ (б) и d<sub>evc</sub>—δD в соотношение ЭТОМ же керне **(B)**. Незакрашенные кружками для контрастности показаны образцы, отобранные из верхних 6 см

Дейтериевый эксцесс ( $d_{exc}$ ) имеет минимальное значение на поверхности –5‰, наблюдается его экспоненциальный рост в верхних 6 см и незначительная тенденция к снижению по глубине. Для интервала 0-6 см по образцам из пластового льда получено уравнение регрессии с коэффициентом 6,4 ( $\delta D = 6,4.\delta^{18}O - 5,5$ ). В

отличие от верхних 6 см, в нижезалегающем льду коэффициент регрессии существенно ниже и равен 5,1 ( $\delta D = 5,1.\delta^{18}O - 97,7$ ).

Те же две группы выделяются при рассмотрении соотношения между  $d_{exc}$  и  $\delta D$ . В верхних 6 см отмечена отрицательная корреляция  $(d_{exc} = -0,46\cdot\delta D - 153,5)$ . Несмотря на то, что ледник и подземный лед находятся практически рядом, полученные в результате исследования их характеристики – проводимость и содержание стабильных изотопов – существенно различаются (см. рис. 8.19).

Детальность отбора образцов для изотопных исследований подземного пластового льда позволила зафиксировать контрастные изменения значений  $\delta^{18}$ О и предоставила возможность зафиксировать изменение соотношения  $\delta D - \delta^{18}$ О, составляющего для льда верхних 6 см – 5,1, до 6,4 для нижележащего льда.

Полученное различие в значениях коэффициента регрессии в соотношении между  $\delta D - \delta^{18} O$  можно объяснить двумя различными процессами. Во-первых, лед образоваться МОГ В результате замерзания воды на поверхности или вблизи поверхности, например, небольшое озерцо или вода, стекшая с поверхности ледника и тут же замерзшая. Однако, анализ палеоклиматических данных показывает, что температура воздуха в этом регионе не была теплее, чем современная (Petit et al., 1999), и, следовательно, маловероятно, чтобы поверхностный сток мог обеспечить такой объем льда. Никакого другого источника воды в Университетской долине, который мог бы обеспечить требующийся приток воды, нет. Форма ледяного тела и небольшой градиент участка долины, на котором залегает подземный лед, противоречат предположению о замерзшем озерце.

Возможно, что ледяное тело является остатком ледника, погребенным селеподобными осадками. Но нельзя не считаться с тем, что разброс значений  $\delta^{18}$ О между ледником Университетской долины (-29,6 ± 0,8‰) и подземным льдом (-34,1 ± 0,2‰) велик и составляет в среднем 4‰ (рис. 8.20), т.е. об изотопной идентичности поверхностного и пластового льда говорить нельзя.

Вариации  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ , а также геохимические данные изученного подземного льда указывают на постседиментационные изменения льда. В частности, ледяное тело ниже глубины 6 см характеризуется: а) высокими значениями проводимости, с двумя её пиками на глубинах 10–15 см и 26 см, сопровождающимися низкими значениями  $\delta D$ ; б) прогрессивным увеличением значений  $\delta^{18}O$  с глубиной; в) соотношением  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ , составляющим 6,4.



**Рис. 8.20.** Соотношение стабильных изотопов дейтерия и кислорода во льду ледника и пластовом льду (из D.Lacelle et al., 2011)

Такие тенденции наблюдаются в снежном покрове, когда сквозь него просачивается талая вода и замерзает. Постепенное увеличение значений  $\delta^{18}$ O с глубиной можно объяснить изотопным обменом между водой и льдом. Так как вода просачивается в лед, то вновь образовавшийся лед будет слегка обогащен относительно начального состава льда ( $\alpha^{18}O_{n-B} = 1,0031$ ; O'Neil, 1968).

обогащения льда, образовавшегося Степень изотопного В результате просачивания воды в лед, зависит от скорости обмена изотопами (которая, в свою очередь, зависит от таяния и скорости течения воды) и площади поверхности обмена (который зависит от размера ледяных зерен и их распределения). Этот процесс не только  $\delta^{18}$ O. значений увеличению но обусловливает ведет И К изотопного состава снега течением гомогенизацию времени, С замерзание воды происходит В соответствии учитывая, ЧТО соотношением между  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ , которое обычно не превышает 6. Изза изотопного фракционирования вследствие частичного таяния и замерзания подземного льда величина коэффициента регрессии должна быть между 7,9 (значение коэффициента, полученное из ледника Университетской долины) и 6. Измеренное значение коэффициента регрессии нижней части ледяного тела составляет 6,4,

что соответствует коэффициенту при частичном плавлении и замерзании.

Состав стабильных изотопов кислорода и водорода верхних 6 см пластового льда демонстрирует противоположную тенденцию к остальной части керна, с сильным увеличением значения  $\delta^{18}O$ льда, и относительно поверхности связанным с уменьшением значения дейтериевого эксцесса d<sub>exc</sub>. Наблюдаемые тенденции не могут быть отнесены к накоплению атмосферного льда, который имеет более высокие значения  $\delta^{18}$ О и в этой ситуации наблюдалось дейтериевого вариаций эксцесса. значениях бы меньше В Экспоненциальный рост значений  $\delta^{18}$ О к поверхности, вполне возможно, свидетельствует о том, что лед подвергался сублимации (Sokratov, Golubev, 2009).

Верхняя часть выпуклого профиля  $\delta^{18}$ О (рис. 8.21) отражает два разнонаправленных процесса при сублимации: направленной вниз процесс диффузии молекул тяжелой воды (HD<sup>16</sup>O и H<sub>2</sub><sup>18</sup>), концентрирующиеся на поверхности при испарении/сублимации и миграции вверх молекулы легкой воды. Предполагая, что профиль  $\delta^{18}$ О получен из твердого льда (D = 9,77.10<sup>-13</sup> см<sup>2</sup> с<sup>-1</sup>), значение скорости сублимации, которое требуется, чтобы соответствовать измеренным данным составляет 2,0.10<sup>-4</sup> мм в год.



**Рис. 8.21.** Изменение значений  $\delta^{18}$ О в верхних 6 см подземного льда (черные кружки) по сравнению с:

кривой теоретической 1 \_ сублимации молекулярной И диффузии изотопов; 2 теоретической кривой, соответствующей стационарным скорости условиям, где сублимации и диффузии равны (из D.Lacelle et al., 2011)

Оставшаяся после испарения/сублимации вода имеет изотопный состав, соответствующий коэффициенту регрессии между 4 и 6, в зависимости от относительной влажности. Это ожидаемое значение

хорошо согласуется с измеренным значением коэффициента в верхних 6 см подземного льда ( $S_{D-\delta^{18}O} = 5,1$ ).

В пределах Сухих долин Мак-Мёрдо встречены и гораздо более мощные подземные льды. Так в каменных потоках типа каменноледяных глетчеров, прилегающих к ледникам Стокинг и Пирс, описаны ледяные ядра мощностью 14-30 м. Потоки движутся со скоростью от 2,4 до 6,7 мм/год. Исследователи (Swanger et al., 2010) полагают, что изученный ими лед, скорее всего, погребенный ледниковый, который имеет возраст около 130 тыс. лет. Однако, 30 изучение ИЗОТОПНОГО состава верхних СМ ледяного ядра продемонстрировали, что лед, в этой части разреза подвергался процессам, таяния и замерзания, а также испарения и сублимации, что характерно для льдов каменных глетчеров (рис. 8.22).



**Рис. 8.22.** Соотношение  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D (а) и и d<sub>exc</sub> и  $\delta$ D (б) в верхних 30 см ледяного ядра каменных потоков Ист Стокинг Лоуб (1) и из долины Пирс (2) в 15 км к западу от Ист Стокинг (по К.М.Swanger et al., 2010)

## 8.3. Базальный лёд ледников Исландии

Ледники Исландии имеют много уникальных черт из-за существования в вулканически активном районе. Базальный лед развит в ряде ледников Исландии. С.Кук с соавторами (Cook et al., 2010) рассмотрели гипотезу гидравлического переохлаждения при формировании прослоев базального льда, несущих обломочный Исландии. материал. примере ледников Гипотеза была на предложена Р.Элли соавторами (Alley et al., 1998). Суть ее состоит в том, что гляциогидравлическое переохлаждение происходит при замерзании воды, когда давление внутри ледяной толщи растет быстрее, чем повышение температуры от диссипации подледного потока воды, геотермального потока тепла, теплоты скольжения и При гляциогидравлическом скрытой теплоты. переохлаждении образуется лед на стенках и внутри ледяных каналов.

В Исландии у побережья выражен процесс апвеллинга, в результате которого вода с более высокой плотностью и более низкой температурой поднимается на поверхность океана. Разность температур между холодными прибрежными водами и водами открытого моря может достигать 10–14°C, что вызывается устойчиво дующими ветрами, которые сгоняют поверхностные воды в сторону.

Изучение ИЗОТОПНОГО состава льда ледников Свинаефельсёкюдль (63°59′ с.ш., 16°52′ з.д.) и Скафтафеллсёкюдль (64°01'с.ш., 16°56'з.д.) на юго-западе Исландии (рис. 8.23) позволило выделить две разновидности базального льда. Первая – субфация А, имеет изотопный состав, соответствующий промерзанию в закрытой системе, который не тяжелее, чем подледная апвеллинговая вода в соответствии со смещением в открытой системе и не всегда совпадает С ИЗОТОПНЫМ составом льда атмосферного происхождения.

Вторая разновидность – субфации Б, В, Г, имеют изотопный состав, который соответствует промерзанию в открытой системе, поскольку изотопная диаграмма соответствует линии локальных атмосферных вод, всегда имеется изотопный сдвиг относительно изотопного состава апвеллинговой воды, всегда соответствует составу атмосферного льда.

Льды выводных шельфовых ледников формируются из атмосферных осадков, талых ледниковых вод и апвеллинговых вод.



**Рис. 8.23.** Изотопная диаграмма для льдов и аппвеллинговой воды под ледником Свинаефельсёкюдль, Исландия (по Cook et al., 2010): а – фации ледникового льда и апвеллинговой подледниковой воды, б

а – фации ледникового льда и апвеллинговой подледниковой воды, о – фации базального льда и апвеллинговой подледниковой воды, ГЛМВ – глобальная линия метеорных (атмосферных) вод, ЛЛМВ – локальная линия метеорных вод. Стрелкой показан теоретически рассчитанный коэффициент и амплитуда равновесных условий между водой и льдом в открытой системе (т.е. 3,5/18‰): стрелкой налево показаны значения апвеллинговых ледниковых вод, а направо – соответствующие значения льда, сформировавшегося из них:

1 – апвеллинговая вода от 11.06.2005, 2 – апвеллинговая от 12.06.2005, 3 – апвеллинговая вода от 18.06.2005, 4 –донный лед от 11.06.2005, 5 – донный лед от 12.06.2005, 6 – ледниковый лед от 18.06.2005, 7 – субфация А ледникового льда, 8 – субфация Б ледникового льда, 9 – субфация В ледникового льда, 10 – субфация Г ледникового льда

Изотопный состав атмосферных осадков варьирует от -13,7%до -10,5% для  $\delta^{18}$ О и от -106,9 до -79,0% для  $\delta$ D. При этом на побережье изотопный состав осадков несколько тяжелее по сравнению с внутренними районами и горами. Состав осадков также изменяется в соответствии с сезонами, наиболее положительные изотопные значения отмечаются летом, а наиболее отрицательные – зимой и осенью. Талая ледниковая вода также является источником для формирования базального льда. Ее средний состав составляет по  $\delta^{18}$ O -11,7%, по  $\delta$ D -83,6%.

Ватнаёкюдль – это самый большой исландский ледниковый перекрывает несколько который купол, активных крупных вулканов и их гидротермальных систем. Это ледник с теплым основанием, он имеет несколько выводных ледников, которые имеют разные размеры: от 410 км в ширину в предгорных районах до 1 км в ширину в долинах. Вдоль южного края Ватнаёкюдля расположен небольшой ледяной купол с теплым основанием Офраёкюдль, который перекрывает Хванадальшнукур – самый большой активный вулкан Исландии, высота которого 2110 м над уровнем моря. В результате взаимодействия вулканов и ледниковых куполов в теле этих ледников возникают озера. Эти озера периодически сбрасывают накопившуюся воду. На некоторых выводных ледниках этих куполов наблюдаются серджи.

Г.Ларсон с соавторами (Larson et al., 2002) исследовали распределение  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D в базальном льду ледников Ватнаёкюдль и Ораефаёкюдль в Исландии. Результаты анализа  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D в ледниковом льду, во внутриледниковой воде, во льду на стенках и дне внутриледниковых каналов, а также базального слоистого льда сопоставлены с изменениями изотопного состава осадков, измерения которых проводились для Рейкъявика, и локальной линией метеорных вод.

Значения  $\delta^{18}$ О в ледниковом льду находятся в интервале от -11,94 до -8,07‰, среднее значение составляет -10,5‰. Значения  $\delta$ D изменяются от -90,60 до -60,14‰, среднее значение составляет -76,32‰. На диаграмме соотношения значений  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D образцы ледникового льда идеально попадают на линию локальных метеорных вод (рис. 8.24, а). Во внутриледниковой воде значения  $\delta^{18}$ О находятся в интервале от -13,21 до -8,41‰, среднее значение составляет -10,99‰. Значения  $\delta$ D изменяются от -96,15 до -63,93‰, среднее значение составляет -78,95‰.



Рис. 8.24. Соотношение  $\delta^{18}$ О– $\delta$ D в ледниках Ватнаёкюдль и Ораефаёкюдль в Исландии (по G.J. Larson et al., 2002): а – ледниковый лед; б – вода, текущая в каналах ледника; в – донный и боковой лед-шуга; г – слоистый базальный лед; цифрами на диаграммах показаны точки отбора: 1 – Брейямеркурьёкюдль, 2 – Фальёкюдль, 3 – Флаёкюдль, 4 – Хейнабергсёкюдль, 5 – Хофельсёкюдль, 6 – Квиаёкюдль, 7 – Скафтафельсёкюдль, 8 – Скалафельсёкюдль, 9 – Скейярарёкюдль, 10 – Свинаефельсёкюдль. На всех диаграммах приведена линия метеорных вод для Рейкъявика (ЛЛМВ)

На диаграмме соотношения значений  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D образцы внутриледниковой воды группируются вокруг линии локальных метеорных вод (рис. 8.24, б). Во льду на стенках внутриледниковых каналов и донном льду значения  $\delta^{18}$ О находятся в интервале от -11,25 до -6,66‰, среднее значение составляет -9,05‰. Значения  $\delta$ D изменяются от -82,56 до -49,86‰, среднее значение составляет -67,61‰. Образцы донного льда И льда на стенках отдельную внутриледниковых каналов образуют группу на диаграмме соотношения значений  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D (рис. 8.24, в). Образцы каналов целом имеют более внутриледниковых В льда ИЗ положительные изотопные значения по сравнению с водой в каналах. Разница между средними значениями  $\delta^{18}$ O донного и бокового льда внутриледниковых каналов и воды в них составила 1,94‰, а  $\delta D - 11,34‰$ . Значения  $\delta^{18}O$  в слоистом базальном льду варьируют в интервале от -10,19 до -7,05 ‰, среднее значение составляет -8,58‰. Значения бD изменяются от -82,80 до -53,43‰, среднее значение составляет -66,98‰. На диаграмме соотношения значений б<sup>18</sup>О и бD образцы донного льда и льда на стенках внутриледниковых каналов также образуют отдельную группу, очень близкую по значениям для образцов донного и бокового льда (рис. 8.24, г). Разница между средними значениями  $\delta^{18}$ О донного и бокового льда внутриледниковых каналов и воды в них составила 2,41‰, а между средними значениями  $\delta D - 11,96\%$ .

Изотопный анализ выявил разницу между текущей внутри ледника водой, льдом, образующимся внутри ледниковых каналов и слоистым базальным льдом. Особенно существенна разница между группами образцов текущей внутриледниковой воды и льдом внутриледниковых каналов, а также слоистого льда и текущей внутриледниковой воды.

Такой разницы не наблюдается при сопоставлении групп образцов слоистого базального льда и льда, формирующегося во внутриледниковых каналах. Это свидетельствует о возможном механизме формирования базального льда в данном районе – базальный лёд образуется из донного льда.

распределения Результаты трития В толще ледников Квиараёкюдль и Свинаефельсёкюдль также свидетельствуют о том, что базальный лед формируется с участием вод современных осадков. Ледниковый лед характеризуется содержанием трития в интервале от -1,50 до 1,5 тритиевых единиц (ТЕ), среднее значение 0,1 ТЕ, за исключением одного образца с содержанием трития 3,1 ТЕ (рис. 8.25, а). В фациях слоистого льда содержание трития попадает в интервал от 1,9 до 6,1 ТЕ, среднее значение составило 3,8 ТЕ (рис. 8.25, б). Содержание трития во внутриледниковой воде по двум образцам составило 2,8 и 4,8 ТЕ, а лед на стенке во внутриледниковом канале содержит тритий в количестве 4,7 ТЕ.



**Рис. 8.25.** Вертикальный профиль распределения трития во льду ледников Квиараёкюдль (а) и Свинаефельсёкюдль (б) в Исландии (по G.J. Larson et al., 2002)

## 8.4. Базальный лёд ледников Норвегии

Дж. Гордон с соавторами сопоставили изотопный состав льда языков двух ледников на юге полуострова Линген (70° с.ш., 20° в.д.) в Норвегии (Gordon et al., 1988). Ледник Балгесвари расположен на высоте 1625 м. Это плоский ледник, практически небольшой ледниковый купол, с холодным основанием толщиной около 60 м, площадью 0,6 км<sup>2</sup>. Летом многолетнемерзлые породы фиксируются на глубине 0,6-0,7 м в непосредственной близости от края ледника. В его базальном льду не содержится обломочного материала. Долинный ледник Флутс имеет протяженность 1,4 км, расположен в интервале высот от 1050 м до 800 м. В его базальном льду встречается обломочный материал. У этого ледника основная часть имеет теплое основание и только ближе к вершине ледника основание ледника, возможено, холодное.

В снегу и фирне ледника Флутс значения  $\delta^{18}$ О варьируют от -10,4 до -17,5‰ (среднее -12,8‰), а  $\delta$ D от -72 до -120‰ (среднее -89,4‰). В базальном льду ледника Флутс  $\delta^{18}$ О варьируют от -11 до -15,5‰, а  $\delta$ D от -73 до -100‰.

В базальном льду ледника Балгесвари значения  $\delta^{18}$ О варьируют от –13 до –13,5‰ а  $\delta$ D от –90 до –110‰ (рис. 8.26).



**Рис. 8.26.** Отношение δ<sup>18</sup>О к δD во льду языка ледников на полуострове Линген, Норвегия (по J.E.Gordon et al., 1988): 1 – текстурный лед из подстилающих ледник Балгесвари многолетнемерзлых пород; 2 – снег; 3 – поверхностный лёд и талая вода на леднике Флутс; 4 – базальный лед ледника Флутс; 5 – базальный лёд ледника Балгесвари; 6 – дождевая вода

Поверхностный лед и талая вода имеют несколько более легкий изотопный состав по <sup>18</sup>О по сравнению с изотопным составом атмосферных осадков. Возможно, это связано с фракционированием при трансформации снега в лед. Изотопный состав текстурного льда из подстилающих ледник Балгесвари многолетнемерзлых пород на диаграмме соотношения  $\delta D - \delta^{18}O$  находится между локальной линией метеорных вод и линией

базального льда ледника Флутс. Очевидно, изотопный состав текстурного льда отражает фракционирование при замерзании атмосферной воды, проникшей в многолетнемерзлые отложения.

Соотношение содержания тяжёлых изотопов в базальном льду ледника Балгесвари описывается уравнением:  $\delta D = 7,15 \cdot \delta^{18}O + 2,49$ , тогда как в свежем снеге и дожде  $\delta D = 7,72 \cdot \delta^{18} O + 9,66$ , что говорит о преимущественно атмосферном питании и несущественном изотопном фракционировании базального льда ледника Балгесвари, т.е. базальный лед этого ледника не подвергался процессу таяния – замерзания при переходе из зоны аккумуляции в зону базального льда у края ледника. Соотношение содержания тяжёлых изотопов в базальном льду ледника Флутс существенно иное, оно описывается уравнением:  $\delta D = 5,45 \cdot \delta^{18} O - 14,41$ . Коэффициент этого уравнения отвечает условиям фракционирования в процессе промерзанияпротаивания. Таким образом, можно отметить, что изменение изотопного состава при формировании базального льда в близких климатических условиях будет наблюдаться скорее у ледника с теплым основанием, на ложе которого происходит таяние И При образовании замерзание воды. повторное ЭТОГО нового базального льда конжеляционного и частично сегрегационного типа частично захватывается обломочный материал экзарируемого ложа.

## 8.5. Базальный лёд ледникового купола Вавилова и купола Барнса

На ледниковом куполе Вавилова (79°27' с.ш., 95°21' в.д.) на Северной Земле, на высоте 665 м над ур. моря была пробурена скважина глубиной 461,6 м, которая прошла 457,2 м чистого льда и мореносодержащий подстилающий его лед (в том числе С крупнообломочного включениями материала). Толщина мореносодержащего льда 2,15 м, а в подстилающие мерзлые нелитифицированные породы скважина углубилась на 2,28 м.

Изотопные исследования придонного мореносодержащего льда продемонстрировали существенные колебания в содержании тяжёлых изотопов (рис. 8.27): почти на 10‰ по кислороду – значения  $\delta^{18}$ О колебались от –16,1 до –26‰, на 70‰ по дейтерию – значения  $\delta$ D варьируют от –117 до –187‰. Вариации  $\delta^{18}$ О в голоценовом льду (с глубин 0–467 м) из скважины на вершине ледникового купола Вавилова составили только 4‰ (от –21,5 до –17,5‰).



**Рис. 8.27.** Изотопный состав мореносодержащего льда в придонных слоях ледника Вавилова (о. Октябрьской Революции, Северная Земля): 1 – деформации сдвига; 2 – пликативные деформации; 3 – "чистый" лед, 4 – блоки мёрзлых пород, 5 – лед, обогащенный крупнообломочным материалом, 6 – мёрзлые подстилающие породы (по В.И.Николаеву и др., 1995)

Для ледяного керна с ледника Академии Наук на о. Комсомолец (с глубин 0-761 м) вариации  $\delta^{18}$ О составили 5‰ (от -23,5 до -18,5‰), в двух других скважинах в этом районе в керне с глубин 0-556 м и 0-312 м отмечены значения  $\delta^{18}$ О в диапазоне от -22,5‰ до -22,0‰, соответственно. Таким образом, столь низкое значение  $\delta^{18}O = -26\%$ (см. рис. 8.27) не имеет аналогов в изученных голоценовых кернах Северной Земли и сравнимо только с величинами  $\delta^{18}$ O, полученными ДЛЯ отдельных снегопадов, ЧТО может свидетельствовать И 0 сохранении в толще мореносодержащего льда слоя зимнего снега  $\delta D - \delta^{18} O$ Ha возраста. диаграмме образцы голоценового мореносодержащего льда аппроксимируются уравнением:  $\delta D = (7,88)$  $\pm$  0,44)  $\delta^{18}$ O + (10,8  $\pm$  1,4), что практически совпадает с уравнением метеорных глобальной Полученные линии вод. данные что мореносодержащий лед почти свидетельствуют O TOM, не

подвергался таянию и повторному замерзанию со времени отложения в области аккумуляции на поверхности ледника.

Экстремальные значения  $\delta^{18}$ О, равные –26‰, получены в глубин 458,77-458,90 м. Это ниже среднегодовых интервале голоценовых значений на 6-7‰. Вполне вероятно, что такие низкие значения сформировались в ходе метаморфизма придонных слоёв льда и формирования базального льда, хотя нельзя полностью более позднеплейстоценовый древний исключить И возраст мореносодержащего льда (Николаев и др., 1995). Это существенное изотопное облегчение базального льда, безусловно, интересено, так же как и в прослое позднеплейстоценового льда на куполе Барнса (рис. 8.28) на Баффиновой Земле.



**Рис. 8.28.** Вариации  $\delta^{18}$ О во льду купола Барнса (по R.L.Hooke, 1976): 1 – голубой голоценовый и современный лед; 2 – белый позднеплейстоценовый лед; 3 – выработки в леднике: а – тоннель, б – скважины и шурфы; 4 – точки отбора образцов (а – из голубого льда, б – из белого льда) и значения  $\delta^{18}$ О в ‰ к SMOW; 5 – коренные породы ложа ледника

Вдоль южного края ледникового купола Барнса на Баффиновой Земле Р.Хук с соавторами (Hooke, 1976) описали чётко выделяющиеся полосы белого льда, который одновременно и подстилается и перекрывается голубовато-серым льдом. Значения  $\delta^{18}$ О в голубовато-сером льду варьируют от –23‰ до –26‰, а в белом льду от –38‰ до –40‰, т.е. разница значений составила около 14‰, что послужило основанием для датирования белого льда самым концом позднего плейстоцена (Hooke, 1976).

Изучение изотопного состава базального льда позволило установить, что:

- Изотопный состав базального льда может быть близок ледниковому льду, а может и значительно от него отличаться.
- Базальный лёд формируется и из изотопически лёгких атмосферных осадков, и из изотопически более тяжёлой воды поступающей из вододоков текущих по экзарируемоиу ложу ледника.
- В разрезе ледника Хамна значения δ<sup>18</sup>О на поверхности изменяются от сезона к сезону от -10 до -33‰, значения δ<sup>18</sup>О базального льда изменяются от -40‰ до -47‰, а δD от -320‰ до -380‰. Это позволило проследить историю формирования базального льда от стадии формирования слоистого льда, состоящего из прослоев с пузырьками и без пузырьков, смятия его в складки опрокидывания складок в процессе движения ледника.
- В ледниковом льду купола Лоу значения δ<sup>18</sup>О составляют -26÷ -23‰, а в базальном льду с обломочным материалом, значения δ<sup>18</sup>О варируют от -23 до -15‰.
- Близ мыса Мак-Мёрдо в верхних слоях шельфового ледника среднее значение δ<sup>18</sup>О равно +1,2‰, а δD равно +5‰, что близко к их значениям в морском льду. Глубже в шельфовом льду значение δ<sup>18</sup>О равно -2,6‰, а значение δD равно -24‰. Данная часть шельфового ледника сформировалась скорее путем намерзания морской воды, чем в результате притока материкового льда.
- На леднике Рон значения δ<sup>18</sup>О в слоистом ледниковом льду варьируют от -34‰ до -32‰, на границе слоистого и янтарного льда имеется отрицательный сдвиг значений δ<sup>18</sup>О (от -33‰ до -36‰), изотопный состав базального льда заметно меняется по δ<sup>18</sup>О от -30‰ до -34‰,
- В базальном льду ледника Тэйлора вариации значений δ<sup>18</sup>О находятся в интервале от -44‰ до -37‰, а δD в интервале от -360‰ до -303‰.
- Ледниковый лёд из бухты Терра Нова характеризуется значениями δ<sup>18</sup>О ниже, чем –17‰, а значения δD ниже, чем –130‰. Насыщенный обломками базальный лед здесь на выводном леднике Кэмбпелла характеризуется значениями δ<sup>18</sup>O от –15‰ до –3‰, а δD от –120‰ до –30‰. Вариации изотопного

состава разных фаций ледникового льда позволили доказать диффузии. механизма двойной существование Изотопный сформировавшегося состав базального В процессе льда, намерзания, зависит от масштабов диффузии до промерзания. процессе двойной диффузии происходит Промерзание В медленно и, следовательно, в равновесных условиях.

- изотопного обогащения Степень льда, образовавшегося В результате просачивания воды в лед, зависит от скорости обмена изотопами (которая, в свою очередь, зависит от таяния и воды) и площади поверхности скорости течения обмена размера (который зависит OT ледяных зерен И ИХ распределения). Этот процесс не только ведет к увеличению значений  $\delta^{18}$ O, но и обусловливает гомогенизацию изотопного состава с течением времени. В ледяном керне из ледника в Университетской долине значения  $\delta^{18}$ О варьируют от -30,9 до в то время значения дейтериевого эксцесса -28,1%как от -1.3 3.5‰. Для подземного изменяются ЛО льда. образовавшегося в результате просачивания талой воды сквозь снег, значения  $\delta^{18}$ О изменяются от-34,5‰ до -32,0‰, a дейтериевый эксцесс варьирует от -5 до 1‰.
- Базальный лед часто формируется с участием вод современных осадков, о чем свидетельствуют результаты распределения трития в толще ледников Квиараёкюдль и Свинаефельсёкюдль. Во льду ледников Ватнаёкюдль и Ораефаёкюдль значения δ<sup>18</sup>О в ледниковом льду находятся в интервале от -11,94 до -8,07‰, среднее значение составляет -10,5‰. Значения δD изменяются от -90,60 до -60,14‰, среднее значение составляет -76,32‰. В слоистом базальном льду значения δ<sup>18</sup>О варьируют в интервале от -10,19 до -7,05‰, среднее значение составляет -8,58‰, а значения δD изменяются от -82,80 до -53,43‰, среднее значение составляет -66,98‰.
- Изменение изотопного состава при формировании базального льда в близких климатических условиях будет наблюдаться скорее у ледника с теплым основанием, на ложе которого повторное происходит таяние И замерзание При воды. образовании этого нового базального льда конжеляционного и сегрегационного частично типа частично захватывается обломочный материал экзарируемого ложа. Такой механизм льдообразования отмечен на Флутс леднике С теплым

основанием и обломочным материалом в слоях базального льда, находящиеся в близких климатических условиях. На леднике Флутс в снеге и фирне значения  $\delta^{18}$ О варьируют от -10,4 до -17,5% в базальном льду  $\delta^{18}$ О варьируют от -11 до -15,5%.

- На ледниковом куполе Вавилова вариации δ<sup>18</sup>О в голоценовом льду от -21,5 до -17,5‰, для базального льда δ<sup>18</sup>О равна -26‰.
- На куполе Барнса на Баффиновой Земле значения δ<sup>18</sup>О в голубовато-сером льду варьируют от -23‰ до -26‰, а в белом льду от -38‰ до -40‰, т.е. разница значений составляет около 14‰.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алейников А.А. Взаимосвязь движения горного ледника и его баланса массы: на примере ледника Джанкуат, Центральный Кавказ / Диссертация на соискание учёной степени кандидата географических наук. МГУ. 2001. 192 с.
- Алексеев В. Р. Наледи / Отв. ред. В.В. Воробьев. Новосибирск: Наука, 1987.

Атлас снежно-ледовых ресурсов Мира / Гл. ред. В.М. Котляков. М.: РАН. 1997.

- Бондаренко Н.А., Белых О.И., Томберг И.В., Генкал С.И., Тихонова И.В., Логачева Н.Ф., Александров В.Н., Тимошкин О.А. Ледовые обитатели озёр Байкальской рифтовой зоны // Материалы четвёртой конференции геокриологов России, том 3. МГУ имени М.В. Ломоносова. 7-9 июня 2011 г. С. 316 – 323.
- Буданцева Н.А. Формирование повторно-жильных льдов и бугров пучения в голоцене: на примере Большеземельской тундры и севера Западной Сибири / Диссертация на соискание учёной степени кандидата географических наук, выполненная под руководством профессора Ю.К.Васильчука. М.: МГУ. 2003. 264 с.
- Васильчук А.К. Особенности формирования палиноспектров в криолитозоне России. М.: Изд-во Моск ун-та. 2005. 245 с.
- Васильчук А.К. Палинология и хронология полигонально-жильных комплексов в криолитозоне России / Под редакцией действительного члена РАЕН, профессора Ю.К.Васильчука. М.: Изд-во Моск ун-та. 2007. 488 с.
- Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Локальные палиноспектры новый критерий неледникового генезиса пластовых льдов // Доклады Российской Академии Наук. 2010. Том 433. №3. С. 397 402.
- Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). М.: Изд. Отдел Теоретических проблем РАН, МГУ, ПНИИИС, 1992. В 2 х томах. Т.1, 420 с. Т.2, 264 с.
- Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды; гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 404 с.
- Васильчук Ю.К. Экспериментальное изучение изотопного фракционирования при конжеляционном льдообразовании // *Криосфера Земли*. 2011а. Том 15. № 3. С. 51 55.
- Васильчук Ю.К. Гомогенные и гетерогенные пластовые ледяные залежи в многолетнемёрзлых породах // Криосфера Земли. 2011б. Том 15. №1. С. 40 51.
- Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. Учебник. Изд-во Моск. ун-та, 2000. 616 с.
- Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В., Буданцева Н.А. Высотный изотопный эффект в снеге на леднике Гарабаши в Приэльбрусье // *Криосфера Земли*, 2005. Том 9. № 4. С. 13 21.

- Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В., Буданцева Н.А. Изотопный состав языка ледника Большой Азау в Приэльбрусье // Криосфера Земли. 2006. Том 10. № 1. С. 56–68.
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н. Выпуклые бугры пучения многолетнемёрзлых торфяных массивов / Под редакцией действительного члена РАЕН, профессора Ю.К.Васильчука. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2008. – 571 с.
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н., Папеш В., Подборный Е.Е., Сулержицкий Л.Д. Изотопно-кислородная и дейтериевая индикация генезиса пластовых льдов и их <sup>14</sup>С возраст (Бованенково, Центральный Ямал) // Доклады Российской Академии Наук. 2009. Том 428. № 5. С. 675 681.
- Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Буданцева Н.А., Мухина Ю.С. Быстрое сокращение ледника Большой Азау в Приэльбрусье на фоне стабильных климатических условий и возникающие при этом риски // *Геориск*. 2010. №2. С. 16 29.
- Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К. Вариации δ<sup>18</sup>О, δD и содержание пыльцы и спор в автохтонной гетерогенной пластовой ледяной залежи на реке Еркутаяха на Южном Ямале // Доклады Российской Академии Наук. 2011. Том 438. №3. С. 400 405.
- Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука. 1975. 214 с.
- Галанин А.А. Комплексные каменные глетчеры особый тип горного оледенения Северо-Востока России // Вестник ДВО РАН. 2005. С. 59 70.
- Галанин А.А. *Каменные глетчеры Северо-Востока России: строение, генезис, возраст, географический анализ* / Автореферат диссертации на соискание учёной степени доктора географических наук. Владивосток. 2009. 34с.
- География. Современная иллюстрированная энциклопедия. Под ред. проф. А. П. Горкина. Росмэн, 2006. 624 с.
- Гляциологический словарь. Под ред. В.М.Котлякова. Л.: Гидрметеоиздат. 1984. 527 с.
- Голубев Г.Н., Дюргеров М.Б., Маркин В.А., Берри Л.Б., Суханов Л.А., Золотарёв Е.А., Данилина А.В., Арутюнов Ю.Г. *Ледник Джанкуат* (Центральный Кавказ). Л.: Гидрометеоиздат. 1978. 184 с.
- Горбунов А.П. Каменные глетчеры Азиатской России // *Криосфера Земли*. 2006. Том Х. №1. С. 22 – 28.
- Горбунов А.П., Горбунова И.А. *География каменных глетчеров мира.* М.: Тво научных изданий КМК, 2010. 131 с
- Котляков В.М. Мир снега и льда. М.: Наука. 1994. 288 с.
- Котляков В.М. Избранные сочинения в шести книгах. Книга 5. В мире снега и льда. М.: Наука. 2002. 384 с.
- Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г. Изотопная и геохимическая гляциология. Л.: Гидрометеоиздат. 1982. 288 с.
- Лобышев В.И., Мельников И.А., Есиков А.Д., Нечаев В.В. Исследование изотопного состава кислорода арктического дрейфующего льда в связи с

активацией роста фитопланктона на границе тающего льда // Биофизика. Том 29. Вып. 5. 1984. С. 835 – 839.

- Мельников В.П., Хименков А.Н., Брушков А.В., Власов А.Н., Волков-Богородский Д.Б., Самсонова В.В. *Криогенные геосистемы: проблемы* исследования и моделирования. Новосибирск. Акад. изд-во Гео. 2010. 391 с.
- Михаленко В.Н. *Глубинное строение ледников тропических и умеренных иирот.* Изд-во ЛКИ. 2008. 320 с.
- Николаев В.И., Большиянов Д.Ю., Жузель Ж. и др. Изотопные исследования керна мореносодержащего льда ледника Вавилова на Северной Земле // Материалы гляциологических исследований, вып.80. 1996. С. 31 36.
- Поповнин В.В. Бюджетная эволюция репрезентативного ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) / Диссертация на соискание учёной степени кандидата географических наук. МГУ. 1989. 305 с.
- Раш В.В., Смирнов С.В. Путешествие по Кунгуру и Ледяной пещере. Пермь, 2008. 216 с.
- Смирнов В.Н., Миронов Е.У. Исследования прочности, морфометрии и динамики льда в инженерных задачах при освоении шельфа в замерзающих морях // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. №2(85). С. 5 15.
- Соломатин В.И. Петрогенез подземных льдов. Новосибирск: Наука. 1986. 215 с.
- Соломатин В.И. (ред). Изотопно-кислородный состав подземных льдов. Учеб. пособие / Коняхин М.А., Михалёв Д.В., Соломатин В.И. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1996. 156 с.
- Соломатин В.И. Глетчерный лёд в криолитозоне // *Криосфера Земли*. 2005. №2. С. 78 85.
- Татарников О.М. Морфолитогенез в условиях таяния мертвого льда / Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук. М.: МГУ. 1999. 33 с.
- Трофимова Е.В. Оледенение пещер Байкала // Криосфера Земли. 2006. Том Х. №1. С. 14 21.
- Тушинский Г.К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М.: Географгиз. 1963. 312 с.
- Харитонов В.В. Экспериментальные исследования внутреннего строения торосов и стамух с помощью термобурения / Диссертация на соискание учёной степени кандидата физико-математических наук. Санкт-Петербург, 2005. 117 с.
- Хименков А.Н., Брушков А.В. Океанический криолитогенез. М.: Наука. 2003. 336 с.
- Чижова Ю.Н. Изотопно-геохимические особенности снежного покрова и ледникового льда в разных гляциологических условиях Приэльбрусья, Полярного Урала и Хибин / Диссертация на соискание учёной степени кандидата географических наук, выполненная под руководством профессора Ю.К.Васильчука. М.: МГУ. 2006. 178 с.
- Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР. 1955. 492 с.
- Щукин И.С. Общая геоморфология. Том 2. М.: МГУ. 1964. 564 с.

- Ackert R.P. Jr. A Rock Glacier/Debris-covered Glacier System at Galena Creeck, Absaroka Mountains, Wyoming // *Geografiska Annaler*. 1998. Vol. 80A. Iss. 3-4. P. 267 – 276.
- Alley R.B., Lawson D.E., Evenson E.B., Strasser J.C., Larson G.J. Glaciohydraulic supercooling: A freeze – on mechanism to create stratified, debris-rich basal ice: II. Theory // Journal of Glaciology. 1998. Vol. 44. P. 563 – 569.
- Ambach W., Eisner H., Pess K. Isotopic oxygen composition of firn, old snow and precipitation in Alpine regions// Zeitschrift f
  ür Gletscherkunde und Glaziologie. 1972. Vol.8. N1-2. P. 125 – 135.
- Arnason B. Equilibrium constant for the fractionation of deuterium between ice and water // *The Journal of Physical Chemistry*. 1969. Vol. 73. N10. P. 3491 3494.
- Azócar G.F., Brenning A. Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27°-33°S) // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2010. Vol. 21. N1. P. 42 53.
- Baltrūnas V., Šinkūnas P., Karmaza B., Česnulevičius A., Šinkūnê E. The sedimentology of debris within basal ice, the source of material for the formation of lodgement till: an example from the Russell Glacier, West Greenland // *Geologija*. 2009. Vol. 51. Iss. 1-2. P. 12 22.
- Brown W.H. A probable fossil glacier // Journal of Geology. 1925. Vol. 33. P. 464 466.
- Carmack E., Macdonald R. Water and Ice-Related Phenomena in the Coastal Region of the Beaufort Sea: Some Parallels between Native Experience and Western Science // Arctic. 2008. Vol. 61. N3. P. 265 280.
- Cecil L.D., Green J.R., Vogt S., Michel R., Cottrell G. Isotopic compositions of ice cover and meltwater from the upper Fremont Glacier and Galena Creek Rock Glacier, Wyoming // *Geografiska Annaler*. 1998. 80A. Iss. 3-4. P. 287 292.
- Citterio M., Turri S., Perşoiu A., Bini A., Maggi V. Radiocarbon ages from two ice caves in the Italian Alps and Romanian Carpathians and their significance // *Glacier caves and glacial karst in high mountains and polar regions*. 7th GLACKIPR symposium. 2005. P. 87 92.
- Citterio M., Turri S., Bini A., Maggi V. Observed trends in the chemical composition,  $\delta^{18}$ O and crystal sizes vs. depth in the first ice core from the "LoLc 1650 Abisso sul Margine dell'Alto Bregai" ice cave (Lecco, Italy) // *Theoretical and Applied Karstology*. 2005. Special Issue on Ice Caves 17. P. 45 50.
- Clark I.D., Lauriol B. Aufeis of the Firth River basin, Northern Yukon: insights to permafrost hydrogeology and karst // *Arctic and Alpine Research*. 1997. Vol. 29. N2. P. 240 252.
- Clausen H., Vrana K., Hansen S., Larsen L., Baker J., Siggaard-Andersen M.-L., Sjolte J. Lundholm S. Continental ice body in Dobsina Ice Cave – results of chemical and isotopic study // *Proceedings of the 2 nd International Workshop on Ice Caves*. Demanovska Dolina. 2006. P. 29 – 37.
- Cook S.J., Robinson Z.P., Fairchild I.J., Knight P.G., Waller R.I., Boomer I. Role of glaciohydraulic supercooling in the formation of stratified facies basal ice: Svínafellsjökull and Skaftafellsjökull, southeast Iceland // *Boreas*. 2010. Vol. 39. Iss.1 P. 24 38.

- Cooper L. W., Solis C., Kane D., Hinzman L. D., Application of oxygen-18 tracer techniques to arctic hydrological processes // Arctic and Alpine Research. 1993. Vol. 25. P. 247 – 255.
- Cox G.F.N., Weeks W.F. Salinity variations in sea ice // *Journal of Glaciology*. 1974. Vol. 13. P. 109 120.
- Cuffey K.M., Conway H., Gades A., Hallet B., Raymond C.F., Whitlow S. Deformation properties of subfreezing glacier ice: role of crystal size, chemical impurities, and rock particles inferred from in situ measurements // *Journal of Geophysical Research*. 2000. Vol. 105(B12). P. 27895 27915.
- Craig H. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters // *Science*. 1961. Vol. 133. P. 1833 1834.
- Cross W., Howe E. E. Geography and general geology of the quadrangle in Silverton Folio // U.S. Geological Survey. Geologic Folio. Silverton Folio. 1905. Vol. 120. P. 1 25.
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. Vol. 16. Iss. 4. P. 436 468.
- Dansgaard W. Frozen Annals Greenland Ice Sheet Research. The Niels Bohr Institute, University of Copenhagen. 2004. 124 p.
- Dayton P.K., Robilliard G.A., De Vries A.L. Anchor Ice Formation in McMurdo Sound, Antarctica, and Its Biological Effects // *Science, New Series.* 1969. Vol. 163. N3864. P. 273 274.
- Eicken H., Dmitrenko I., Tyshko K., Darovskikh A., Dierking W., Blahak U., Groves J., Kassens H. Zonation of the Laptev Sea landfast ice cover and its importance in a frozen estuary // *Global and Planetary Change*. 2005a. Vol. 48. Iss. 1-3. P. 55 83.
- Eicken H., Gradinger R., Gaylord A, Mahoney A., Rigor I., Melling H. Sediment transport by sea ice in the Chukchi and Beaufort Seas: Increasing importance due to changing ice conditions? // *Deep-Sea Research II*. 2005b. Vol.52. P. 3281 3302.
- Gäggeler H, Baltensperger U, Rössler E, Keil R.<sup>210</sup>Pb and Uranium // Pilot Analyses of Permfrost Cores from the Active Rock Glacier Murtèl, Piz Corvatsch, Eastern Swiss Alps. A Workshop Report, Ed.: W.Haeberli. Arbeitsheft VAW/ETHZ 9: 1990. P. 27.
- Gibson J., Prowse T., Isotopic characteristics of ice cover in a large northern river basin // *Hydrological Processes*. 1999. Vol.13. P. 2537 2548.
- Gibson J., Prowse T. Stable isotopes in river ice: identifying primary over-winter streamflow signals and their hydrological significance // *Hydrological Processes*. 2002. Vol.16. P. 873 890.
- Glasser N.F., Hambrey M.J.  $\delta D \delta^{18}O$  relationships on a polythermal valley glacier: Midtre Lovénbreen, Svalbard // *Polar Research*. 2002. Vol. 21. N1. P. 123 – 131.
- Goodwin I.D. Basal ice accretion and debris entrainment within the coastal ice margin, Low Dome, Antarctica// *Journal of Glaciology*. 1993. Vol. 39. N131. P. 157 166.

- Gordon J.E., Darling W.G., Wialley W.B., Gellatly A.F.  $\delta D \delta^{18}O$  relationship and the termal history of basal ice near the margins of two glaciers in Lyngen, North Norway // *Journal of Glaciology*. 1988. Vol. 34. N118. P. 262 268.
- Guglielmin M., Camusso M., Polesello S., Valsecchi S. An Old Relict Glacier Body Preserved in Permafrost Environment: The Foscagno Rock Glacier Ice Core (Upper Valtellina, Italian Central Alps) // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2004. Vol. 36. N1. P. 108 – 116.
- Hambrey M.J. Glacial environments. London : UCL Press. 1994. 296 p.
- Haeberli W., Hallet B., Arenson L., Elconin R., Humlum O., Kääb A., Kaufmann V., Ladanyi B., Matsuoka N., Springman S., Vonder Mühll D. Permafrost Creep and Rock Glacier Dynamics // Permafrost and Periglacial Processes. 2006. Vol. 17. P. 189 – 214.
- Holdsworth G. *Meserve Glacier, Wright Valley, Antarctica: Part 1. Basal processes.* Columbus, Ohio, Institute for Polar Studies Report 37. 1974. 104 p.
- Hooke R.L. Pleistocene ice at the base of the Barnes Ice Cap, Baffin Island, N.W.T., Canada // *Journal of Glaciology*. 1976. Vol. 17, N75. P. 49 59.
- Iizuka Y., Satake H., Shiraiwa T., NaruseR. Formation processes at Hamma Glacier Sôya Coast, East Antarctica, inferred by detailed co-isotopic analyses // *Journal of Glaciology*. 2001. Vol. 47. N157. P. 223 – 231.
- Iizuka Y., Miura H., Iwasaki S., Maemoku H., Sawagaki T., Greve R., Satake H., Sasa K., Matsushi Y. Evidence of past migration of the ice divide between the Shirase and Sôya drainage basins derived from chemical characteristics of the marginal ice in the Sôya drainage basin East Antarctica // Journal of Glaciology. 2010. Vol. 56. N197. P. 395 – 404.
- Janke J.R. Long-Term Flow Measurements (1961-2002) of the Arapaho, Taylor, and Fair Rock Glaciers, Front Range, Colorado // *Physical Geography*. 2005. Vol. 26. N4. P. 313 336.
- Jeffries M., Krouse H., Snowfall and oxygen isotope variations of the north coast of Ellesmere Island, N.W.T., Canada.// *Journal of Glaciology*. 1987. Vol. 33. N114. P. 195 – 199.
- Jeffries M., Sackinger W. Some Measurements and Observations of Very Old Sea Ice and Brackish Ice, Ward Hunt Ice Shelf, N.W.T. // Atmosphere-Ocean. 1989. Vol. 27. No 3. P. 553 – 564.
- Jouzel J., Souchez R.A. Melting-refreezing at the glacier sole and the isotopic composition of the ice // *Journal of Glaciology*. 1982. Vol. 28. N98. P. 35 42.
- Jouzel J., Lorius C., Petit J.R., Genthon C., Barkov N.I., Kotlyakov V.M., Petrov V.M. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160000 years) // *Nature*. 1987. Vol. 329. N6138. P. 402 408.
- Kawamura T., Shirasawa K., Kobinata K. Physical Properties and Isotopic Characteristics of Landfast Sea Ice around the North Water (NOW) Polynya Region // *Atmosphere-Ocean*. 2001. Vol. 39. Iss. 3. P. 173–182.
- Kempema E.W., Reimnitz E., Clayton J.R., and Payne J.R. Interactions of frazil and anchor ice with sedimentary particles in a flume // Cold Regions Science and Technology. 1993. Vol. 21. P. 137 – 149.
- Kempema E.W., Reimnitz E., Barnes P.W. Anchor-Ice Formation and Ice Rafting in Southwestern Lake Michigan, U.S.A. // Journal of Sedimentary Research. 2001. Vol. 71. N3. P. 346 – 354.
- Kempema E.W., Ettema R. Anchor ice rafting: Observations from the Laramie River // *River Research and Applications*. 2011. Vol. 27. N4.
- Kern Z., Molnár M., Svingor E., Perşóiu A., Nagy B. High resolution, well preserved tritium record in the ice of Bortig Ice Cave, Bihor Mountains, Romania // The Holocene. 2009. Vol. 19. P. 729 – 736,
- Kern Z., Bočić N., Horvatinčić N., Forizs I., Nagy B., Laszlo P. Palaeoenvironmental records from ice caves of Velebit Mountains Ledena Pit and Vukusic Ice Cave, Croatia // *The Cryosphere Discussions*. 2010. Vol. 4. P. 1561 1591.
- Kern Z., Fórizs1 I., Pavuza R., Molnár M., Nagy B. Isotope hydrological studies of the perennial ice deposit of Saarhalle, Mammuthöhle, Dachstein Mts, Austria // *The Cryosphere*. 2011. Vol. 5. P. 291 – 298.
- Knight P.G. Observations at the edge of the Greenland ice sheet; boundary condition implications for modelers // *The Physical Basis of Ice Sheet Modelling*. Eds.: E.D. Waddington, J.S.Walder. IAHS Publication 170, Wallingford, 1987. P. 359 366.
- Knight P.G. The basal ice layer of glaciers and ice sheets // Quaternary Science Reviews. 1997. Vol. 16. Iss. 9. P. 975 993.
- Konrad S.K., Humphrey N.F., Steig E.J., Clark D.H., Potter N.Jr., Pfeffer W.T. Rock glacier dynamics and paleoclimatic implications // *Geology*. 1999. Vol. 27. N12. P. 1131 1134.
- Krainer K., Mostler W. Reichenkar Rock Glacier, a glacial derived debris-ice system in the Western Stubai Alps, Austria // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2000. Vol. 11. P. 267 – 275.
- Krainer K, Mostler W. Hydrology of active rock glaciers: examples from the Austrian Alps // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2002. Vol. 34. P. 142 149.
- Kreiner K., Mostler W., Spötl C. Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach // *Austrian Journal of Earth Sciences*. 2007. Vol. 100. P. 102 – 112.
- Kull M, Grosjean M, Veit H. Modeling modern and Late Pleistocene glacioclimatological conditions in the North Chilean Andes (29–30°S) // *Climatic Change*. 2002. Vol. 52. N3. P. 359 381.
- Lacelle D. On the  $\delta^{18}$ O,  $\delta$ D and D-excess relations in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: theoretical approach and field examples // *Permafrost* and *Periglacial Processes*. 2011. Vol. 22. N1. P. 13 25.
- Lacelle D., Davila A.F., Pollard W.H., Wayne H. Andersen D., Heldmann J., Marinova V., McKay C.P. Stability of massive ground ice bodies in University Valley, McMurdo Dry Valleys of Antarctica: Using stable O–H isotope as tracers of sublimation in hyper-arid regions // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. Vol. 301. Iss. 1-2. P. 403 – 411.
- Lacelle, D., Lauriol, B., Clark, I.D. Formation of seasonal cave ice and associated cryogenic carbonates in Caverne de l'Ours, Quebec, Canada. Kinetic isotope effects and pseudo-biogenic crystal structures // *Journal of Cave and Karst Studies*. 2009a. Vol. 71. N1. P. 48 62.

- Lacelle D., St-Jean M., Lauriol B., Clark I.D., Lewkowicz A., Froese D.G., Kuehn S.C., Zazula G. Burial and preservation of a 30,000 year old perennial snowbank in Red Creek valley, Ogilvie Mountains, central Yukon, Canada // *Quaternary Science Reviews*. 2009b. Vol. 28. Iss. 27-28. P. 3401 – 3413.
- Larson G.J., Lawson D.E., Evenson E.B., Knudsen Ó., Alley R.B., Phanikumar M.S. Origin of stratified basal ice in outlet glaciers of Vatnajökull and Oræfajökull, Iceland // *Boreas*. 2010. Vol. 39. Iss. 3. P. 457 470.
- Lehmann M., Siegenthaler U. Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water // *Journal of Glaciology*. 1991. Vol. 37. N125. P. 23 26.
- Leopold M., Williams M.W., Caine N., Völkel J., Dethier D. Internal Structure of the Green Lake 5 Rock Glacier, Colorado Front Range, USA // Permafrost and Periglacial Processes. 2011. Vol. 22.
- Lewkowicz A.G., Harry D.G. Internal Structure and Environmental Significance of a Perennial Snowbank, Melville Island, N.W.T. // Arctic. 1991. Vol. 44. N1. P. 74 82.
- Lindsay R.W., Zhang J. Arctic Ocean Ice Thickness: Modes of Variability and the Best Locations from Which to Monitor Them // Journal of Physical Oceanography. 2006. Vol. 36. P. 496 506.
- Lorius C., Jouzel J., Ritz C., Merlivat L., Barkov N.I., Korotkevich Y.S., Kotlyakov V.M. A 150000-year climatic record from Antarctic ice // Nature. 1985. Vol. 316. N6229. P. 591 596.
- Lorrain R., Haeberli W. Climatic chnge in a high-altitude Alpine area suggested by the isotopic composition og cold basal glacier ice // *Annals of Glaciology*. 1990. Vol. 14. P. 168 171.
- Lorrain R.D., Fitzsimons S.J., Vandergoes M.J., Stievenard M.. Ice composition evidence for the formation of basal ice from lake water beneath a cold-based Antarctic glacier // Annals of Glaciology. 1999. Vol. 28. P. 277–281.
- Luckman B.H., Crockett K.J. Distribution and characteristics of rock glaciers in the southern part of Jasper National Park, Alberta // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1978. N15. P. 540 550.
- Luetchcher M., Bolius D., Schwikowski M., Schotterer U., Smart P. Comparison of techniques for dating of subsurface ice from Monlesi ice cave, Switzerland // *Journal of Glaciology*. 2007. Vol. 53. N 182. P. 374 384.
- Lee J., Feng X., Faiia A.M., Posmentier E.S., Kirchner J.W., Osterhuber R., Taylor S. Isotopic evolution of a seasonal snowcover and its melt by isotopic exchange between liquid water and ice // *Chemical Geology*. 2010. Vol. 270. P. 126 134.
- Mackay J.R. Problems in the origin of massive ice beds, western Arctic Canada // *Permafrost, The North American Contribution to the Second International Conference*, Washington D.C.: National Academy of Sciences. 1973. Vol. 1. P. 223 238.
- Maekawa T. Experimental study on isotopic fractionation in water during gas hydrate formation // *Geochemical Journal*. 2004. Vol. 38. N2. P. 129 138.
- Mager S., Fitzsimons S., Frew R., Samyn D. Stable isotope composition of the basal ice from Taylor Glacier, southern Victoria Land, Antarctica // U.S. Geological

*Survey and The National Academies*; USGS OFR-2007. Extended Abstract. 2007. P. 1–4.

- Mager S., Fitzsimons S., Frew R., Samyn D., Lorrain R. Composition and origin of amber ice and its influence on the behaviour of cold glaciers in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica // *Journal of Glaciology*. 2009. Vol. 55. N 190. P. 363 372.
- Masson-Delmotte V., Buiron D., Ekaykin A., Frezzotti M., Gallée H., Jouzel J., Krinner G., Landais A., Motoyama H., Oerter H., Pol K., Pollard D., Ritz C., Schlosser E., Sime L.C., Sodemann H., Stenni B., Uemura R., Vimeux F. A comparison of the present and last interglacial periods in six Antarctic ice cores // *Climate of the Past*. 2011. Vol.7. P. 397 – 423.
- Meyer H., Dereviagin A. Yu., Siegert C., Schirrmeister L., Hubberten H.-W. Paleoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia - hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2002. Vol. 13. Iss. 2. P. 91 – 105.
- Meyer H., Schirrmeister L., Andreev A., Wagner D., Hubberten H.-W., Yoshikawa K., Bobrov A., Wetterich S., Opel T., Kandiano E., Brown J. Late Glacial and Holocene isotopic and environmental history of northern coastal Alaska results from a buried ice-wedge system at Barrow // *Quaternary Science Reviews*. 2010. Vol. 29. Iss. 27-28. P. 3720 3735.
- Michel F.A. Isotope geochemistry of frost-blister ice, North Fork Pass, Yukon, Canada // Canadian Journal of Earth Science. 1986. Vol. 23. P. 543 549.
- Michel F.A. Isotope techniques in permafrost investigations // Geocryological studies in Arctic regions / *Proceedings of the International Symposium*, 1989, Yamburg, USSR. Tyumen: Northern Development Institute Reprint. 1989. P. 130 – 145.
- Michel F.A. Isotope characterisation of ground ice in northern Canada // Permafrost and Periglacial Processes. 2011. Vol. 22. N1. P. 3–12.
- Michel F.A., Paquette S.P. Icing blister development on Bylot Island, Nunavut, Canada // Permafrost, Eighth International Conference, Proceedings. Zurich, 21-25 July 2003. Eds.: by M.Philips, S.M.Springman, L.U.Arenson. Zürich, Zwitzerland. A.A.Balkema Publishers. Swets & Zeitlinger B.V. Lisse. The Netherlands. 2003. P. 759 – 763.
- Moran T., Marshall S. The effects of meltwater percolation on the seasonal isotopic signals in an Arctic snowpack // *Journal of Glaciology*. Vol. 55. N 194. 2009. P. 1012 1024.
- Murton J.B. Stratigraphy and Palaeoenvironments of Richards Island and the Eastern Beaufort Continental Shelf during the Last Glacial-Interglacial Cycle // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2009. Vol. 20. Iss. 2. P. 107 – 125.
- Murton J.B., Whiteman C.A., Waller R.I., Pollard W.H., Clark I.D., Dallimore S.R. Basal ice facies and supraglacial melt-out till of the Laurentide Ice Sheet, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada // Quaternary Science Reviews. 2005. Vol. 24. Iss. 5-6. P. 681 – 708.
- Murton J.B., Bateman M.D., Dallimore S.R, Teller J.T., Yang Z. Identification of Younger Dryas outburst flood path from Lake Agassiz to the Arctic Ocean // *Nature*. 2010. Vol. 464. N7289. P. 740 – 743.

- Nakawo M., Chiba S., Satake H., Kinouchi S. Isotopic fractionation during grain coarsening of wet snow // Annals of Glaciology. 1993. Vol. 18. P. 129 234.
- O'Neil J.R. Hydrogen and oxygen isotope fractionation between ice and water // *The Journal of Physical Chemistry*. 1968. Vol. 72. Iss. 10. P. 3683 3684.
- Perșoiu A., Pazdur A. Ice genesis and its long-term dynamics in Scărișoara Ice Cave, Romania // *The Cryosphere Discussions*. 2010. Vol. 4. P. 1909 – 1929.
- Perşoiu A., Onac B.P., Wynn J.G., Bojar A.-V., Holmgren K. Stable isotope behavior during cave ice formation by water freezing in Scărișoara Ice Cave, Romania // *Journal of Geophysical Research*. Atmospheres. 2011. Vol. 116. D02111. 8 p.
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // Nature. 1999. Vol. 399. N6735. P. 429 – 436.
- Pol K., Masson-Delmotte V., Johnsen S., Bigler M., Cattani O., Durand G., Falourd S., Jouzel J., Minster B., Parrenin F., Ritz C., Steen-Larsen H.C., Stenni B. New MIS 19 EPICA Dome C high resolution deuterium data: Hints for a problematic preservation of climate variability at sub-millennial scale in the "oldest ice" // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. Vol. 298. Iss. 1-2. P. 95 103.
- Popovnin V.V. Annual mass-balance series of a temperate glacier in the Caucasus, reconstructed from an ice core // *Geografiska Annaler*. 1999. Vol. 81A. N4. P. 713 724.
- Potter N., Jr. Ice-Cored Rock Glacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming // *Geological Society of America. Bulletin.* 1972. Vol. 83. N10. P. 3025 3058.
- Potter N. Jr., Steig E.J., Clark D.H., Speece M.A., Clark G.M. Galena Creek rock glacier revisited new observations on an old controversy // *Geografiska Annaler*. 1998. Vol. 80A. Iss. 3-4. P. 251 265.
- Posey J., Smith H. The equilibrium distribution of light and heavy waters in a freezing mixture // Journal of the American Chemical Society. 1957. Vol. 79. N3. P. 555 – 557.
- Reimnitz E., Kempema E.W, Barnes P. Anchor Ice, Seabed Freezing, and Sediment Dynamics in Shallow Arctic Seas // *Journal of Geophysical Research*. Oceans. 1987. Vol. 92.C13. P. 14671 14678.
- Reimnitz E., Eicken H., Martin T. Multiyear Fast Ice along the Taymyr Peninsula, Siberia // Arctic. 1995. Vol. 48. N4. P. 359 367.
- Sadler H.E., Serson H.V. Fresh Water Anchor Ice along an Arctic Beach // Arctic. 1981. Vol. 34. N1. P. 62 63.
- Schirrmeister L., Grosse G., Kunitsky V., Magens D., Meyer H., Dereviagin A., Kuznetsova T., Andreev A., Babiy O., Kienast F., Grigoriev M., Overduin P.P., Preusser F. Periglacial landscape evolution and environmental changes of Arctic lowland areas for the last 60,000 years (Western Laptev Sea coast, Cape Mamontov Klyk) // Polar Research. 2008. Vol. 27. Iss.2. P. 249 – 272.
- Schirrmeister L., Grosse G., Kunitsky V.V., Fuchs M. C., Krbetschek M., Andreev A.A., Herzschuh U., Barbyi O., Siegert C., Meyer H, Derevyagin A.Yu.,

Wetterich S. The mystery of Bunge Land (New Siberian Archipelago): Implications for its formation based on palaeo-environmental records, geomorphology, and remote sensing // *Quaternary Science Reviews*. 2010. Vol. 29. P. 3598 – 3616.

- Schirrmeister L., Grosse G., Schnelle M., Fuchs M., Krbetschek M., Ulrich M., Kunitsky V., Grigoriev M., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Babiy O., Klimova I., Bobrov A., Wetterich S., Schwamborn G. Late Quaternary paleoenvironmental records from the western Lena Delta, Arctic Siberia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2011. Vol. 299. Iss. 1-2. P. 175 – 196.
- Sleewagen S., Lorrain R., Offer Z., Azmon E., Fitzsimons S., Souchez R. Trapping of Aeolian sediments and build up of the ice cover of a dry-based Antarctic lake // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2002. Vol. 27. P. 307 – 315.
- Sleewaegen S., Samyn D., Fitzsimons S.J., Lorrain R.D. Equifinality of basal ice facies from an Antarctic cold-based glacier // Annals of Glaciology. 2003. Vol. 37. P. 257 – 262.
- Socki R.A., Harvey R.P., Bish D.L., Tonui E., Bao H. Stable Isotope Systematics of Cryogenic Evaporite Deposits from Lewis Cliff Ice Tongue, Antarctica: A Mars Analog // Lunar and Planetary Science. 2008. Vol. XXXIX. Texas. LPI Contribution No. 1391. P. 1946.
- Sokratov S.A., Golubev V.N. Snow isotopic content change by sublimation // Journal of Glaciology. 2009. Vol. 55. N193. C. 823 828.
- Souchez R.A., Tison J.-L., Jouzel J. Freezing rate determination by the isotopic composition of the ice // *Geophysical Research Letters*. 1987. Vol. 14. Iss.6. P. 599-602.
- Souchez R., Khazendar A., Ronveaux I.D., Tison J.-L Freezing at the grounding line in East Antarctica: possible implications for sediment export efficiency // Annals of Glaciology. 1998. Vol. 27. P. 317 320.
- Souchez R., Samyn D., Lorrain R., Pattyn F., Fitzsimons S. An isotopic model for basal freeze-on associated with subglacial upward flow of pore water // *Geophysical Research Letters*. 2004. Vol. 31. L02401,
- Stauffer B, Wagenbach D. Stable isotopes // Pilot Analyses of Permfrost Cores from the Active Rock Glacier Murtèl, Piz Corvatsch, Eastern Swiss Alps. A Workshop Report. Ed.: W.Haeberli. Arbeitsheft VAW/ETHZ 1990. 1990. Vol. 9. P. 22 – 23.
- Steig E., Fitzpatrick J., Potter N., Clark D.H. The Geochemical Record in Rock Glaciers // *Geografiska Annaler*. 1998. Vol. 80A. Iss. 3-4. P. 277 286.
- Stenni B., Genoni L., Flora O., Guglielmin M. An oxygen isotope record from the Foscagno rock-glacier ice core, Upper Valtellina, Italian Central Alps // The Holocene. 2007. Vol. 17. N7. P. 1033 – 1039.
- Stewart M.K. Hydrogen and oxygen isotope fractionation during crystallization of mirabilite and ice // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1974. Vol. 38. Iss. 1. P. 167 – 172.
- Stickler M., Alfredsen K.T. Anchor ice formation in streams: a field study // *Hydrological Processes*. 2009. Vol. 23. Iss. 16. P. 2307 2315.

- Stockton W.L., DeLaca T.E., DeNiro M.J. Stable isotope analysis of a submarine ice cliff at Explorers Cove. McMurdo Sound, Antarctica // Journal of Glaciology. 1984. Vol. 30. N104. P. 112 – 115.
- Suzuoki T., Kimura T. D/H and <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O fractionation in ice-water system // Mass Spectroscopy. 1973. Vol. 21. P. 229 233.
- Swanger K.M., Marchant D.R., Kowalewski D.E., Head III, J.W. Viscous flow lobes in central Taylor Valley, Antarctica: origin as remnant buried glacial ice // *Geomorphology*. 2010. Vol. 120. P. 174 185.
- Thompson L.G. Understanding Global Climate Change: Paleoclimate Perspective from the World's Highest Mountains // *Proceedings of the American Philosophical Society*. 2010. Vol. 154. N2. P. 133 157.
- Wagenbach D. Tritium // Pilot Analyses of Permfrost Cores from the Active Rock Glacier Murtèl, Piz Corvatsch, Eastern Swiss Alps. A Workshop Report, Ed.: W.Haeberli. Arbeitsheft VAW/ETHZ. 1990. Vol. 9. P. 29 – 30.
- Wagner S. Ice fabrics and air bubbles // Pilot Analyses of Permfrost Cores from the Active Rock Glacier Murtèl, Piz Corvatsch, Eastern Swiss Alps. A Workshop Report, Ed.: W.Haeberli. Arbeitsheft VAW/ETHZ 1990. Vol. 9. P. 16 – 22.
- Washburn A.L. *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments.* London: Edward Arnold. 1979. 406 p.
- Wayne W.J. Ice segregation as an origin for lenses of non-glacial ice in "icecemented" rock glaciers // *Journal of Glaciology*. 1981. Vol. 27. N97. P. 506 – 510.
- Weston Jr. R.E. Hydrogen isotope fractionation between ice and water // *Geochimica* et Cosmochimica Acta. 1955. Vol, 8. Iss. 5-6. P. 281 284.
- Wetterich S., Schirrmeister L., Andreev A.A., Pudenz M., Plessen B., Meyer H., Kunitsky V.V. Eemian and Late Glacial/Holocene palaeoenvironmental records from permafrost sequences at the Dmitry Laptev Strait (NE Siberia, Russia) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2009. Vol. 279. Iss.1-2. P. 73 – 95.
- Williams M.W., Knauf M., Caine N., Liu F., Verplanck P.L. Geochemistry and source waters of rock glacier outflow, Colorado Front Range // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2006. Vol. 17. Iss. 17: P. 13 33.

Учебное издание

## Васильчук Юрий Кириллович, Васильчук Алла Константиновна

## Изотопные методы в географии Часть 1 Геохимия стабильных изотопов природных льдов

Корректор И.В.Дубинская Художники Н.А.Буданцева и А.А.Журавлёва Компъютерная вёрстка Ю.Н.Чижова

Подписано в печать 16.05.2011. Формат 60х84/16 Бумага офсетная № 1. Гарнитура Таймс. Печать ризо. Усл. печ. л. 14,0. Уч.-изд. л. 9,5. Тираж 300 экз. Заказ № 36

> Ордена "Знак Почета" Издательство Московского университета 125009, Москва, ул., Б. Никитская, 5/7

Отпечатано с оригинал-макета в топографии МГУ

Приложения



**Приложение 1.** Многолетний снежник на Полярном Урале. Фото Ю.К. Васильчука



Приложение 2. Слоистый озёрный лёд



Приложение 3. Пещерный лёд, пещера Добшина, Словения



**Приложение 4.** Каменно-ледяной глетчер в Итальянских Альпах. Фото Р.Сеппи



Приложение 5. Слоистый деформированный лёд, перекрытый мореной, ледник Большой Азау. Фото Ю.К.Васильчука



**Приложение 6.** Базальный лёд в основании ледника в Швейцарских Альпах. Фото Э.Гут



## Юрий Кириллович Васильчук

доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры геохимии ландшафтов и географии почв географического факультета МГУ. Действительный член РАЕН.

Исследовал природные льды и снежники на о.Белый, Ямале Гыданском п-ове, в долинах р.р. Уса, Обь, Енисей, Лена, Колыма, Майн, Анадырь, Амур, на берегу озера Коолень на Чукотке, в горах Полярного Урала, Кавказа, Камчатки. Автор монографий: "Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций" (1992), "Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность" (2006). Редактор и соавтор монографий "Криосфера Харасавэйского газоконденсатного месторождения" (2006), "Выпуклые бугры пучения многолетнемёрзлых торфяных массивов" (2008). Соавтор университетских учебников: "Основы изотопной геокриологии и гляциологии" (2000) и "Грунтоведение" (2005)



Алла Константиновна Васильчук доктор географических наук, старший научный сотрудник Лаборатории геоэкологии Севера географического факультета МГУ.

Исследовала природные льды и снежники у пос. Харасавэй, Гыда, Матюй-Сале, на о.Белый, у пос. Зелёный Мыс и Сеймчан в долине Колымы, в долине р.Майн и на оз.Коолень. Автор монографий: "Особенности формирования палиноспектров в криолитозоне России" (2005), "Палинология и хронология полигонально-жильных комплексов в криолитозоне России" (2007). Соавтор монографий: "Изотопы: свойства, получение, применение" (2005), "Криосфера Харасавэйского газоконденсатного месторождения" (2006), "Выпуклые бугры пучения многолетнемёрзлых торфяных массивов" (2008)