

Глава 5

ЗНАЧЕНИЕ **ВДС** В ДИНАМИКЕ ЛЕДНИКОВ И ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Дренажные системы имеют большое значение в жизни ледников. Они обеспечивают сток талых вод по поверхности и внутри ледников, стимулируют мелкие и крупные подвижки ледников, участвуют в прорывах ледниковых озер.

5.1. **ВДС** и ледники

Дренажные системы не только сопровождают, но во многом и обеспечивают жизнь ледников. Невозможно представить себе зону абляции какого-либо ледника без дренажной системы. Именно она ответственна за отвод воды от фронта таяния и, тем самым, за поддержание равновесия между приходом вещества из зоны аккумуляции ледника и его расходом (т.е. таянием).

При удалении воды с поверхности ледника в пределы **ВДС** происходит перераспределение энергии, т.е. часть ее отводится с поверхности внутрь льда. Эта энергия используется на прогревание льда и расширение каналов во льду и подо льдом. Если бы часть воды не отводилась в толщу льда, эта энергия могла бы быть реализована на понижение поверхности ледника. Соответственно, чем больше доля внутреннего дренажа, тем большая часть абляции происходит внутри ледника.

Приблизительная оценка показывает, что даже в самом благоприятном случае доля внутренней абляции активных ледников с незаморенной поверхностью не превышает 10% от поверхностной абляции. Обычно же эта величина не превышает долей или первых процентов. Однако в определенных случаях доля внутренней абляции может возрастать. Например, это возможно, когда на омертвелых языках ледников, которые покрыты толстым чехлом моренных отложений, интенсивно развивается «ледниковый карст», когда озера занимают существенную долю площади льда (скажем, половину). В этом случае во внутреннюю абляцию начинает включаться таяние на вертикальных стенках озер, которое усиливается из-за конвекции в толще воды, вызванной прогреванием ее солнечной радиацией, а также перемещение нагретых озерных вод в каналах подо льдом между озерами. При этом только за счет этих процессов в толщу льда может отводиться до 90% солнечной энергии, реализуемой на поверхности ледника [416]. В таком случае эффективность внутренней абляции резко возрастает, и она становится одним из ведущих факторов разрушения льда.

Мелкие ледники (шапки, каровые и др.)

Рассмотрим мелкие ледники на примере каровых ледников. При росте количества твердых осадков и понижении **ELA** ниже ступени кара ледник начинает заполнять кар и вскоре переполнит его. Это вызывает выползание ледника из цирка и превращение его в горно-долинный ледник (см. ниже). В стадии равновесия каровый ледник имеет стабильное положение в пределах того кара, который он занимает. **ELA** расположена в средней части кара. Поверхностная дренажная система обеспечивает равновесие поверхности ледника, удаляя за счет таяния все то, что прибыло из-за течения льда из верхней части кара. Появление **ВДС** на таких ледниках маловероятно из-за малого количества тре-

щин. Даже при наличии **ВДС**, она не играет сколько-нибудь серьезной роли в жизни ледника, поскольку является подледной.

Когда **ELA** располагается выше кара и ледник деградирует, поверхностная дренажная система обеспечивает сток, превышающий поступление материала из верхней зоны и поверхность льда понижается. Талые воды с прилегающих к леднику территорий, попадая на ледник, способствуют проработке поверхностной дренажной сети ледника, участвуя своим теплом в понижении поверхности льда, наряду с таянием. Бергшрудны, получая талую воду, переводят ее на ложе ледника, обеспечивая таяние ледника изнутри. Наибольшее влияние **ВДС** на лед оказывает на участке переуглубления ложа, где возникает устойчивый подледниковый водоем (впоследствии здесь образуется каровое озеро). За счет конвективного обмена теплом в воде с более теплым ложем ледника, озеро способствует деградации льда. Этот процесс будет продолжаться до тех пор, пока весь проседающий над озером лед не растает полностью [148]. Озеро начнет прогреваться солнечной радиацией, что обеспечит быстрое отступление льда от озера.

Вода в виде ручьев будет течь по рыхлым отложениям на дне канала, не контактируя со льдом (и практически не воздействуя на него). Из-за перепада высот между входами в каналы начнется движение воздуха. Именно благодаря этому каналы приобретают арочную форму, т.к. более теплый воздух стремится течь под потолком канала. Обычно такие системы движения воздуха называют печными и они характеризуются тем, что воздух в них летом движется сверху вниз, а зимой снизу вверх [85]. Летнее направление движения воздуха обеспечивает расширение канала сверху. Зимнее течение воздуха обычно охлаждает нижнюю часть системы, но оно быстро прекращается из-за того, что верхние входы уже в начале зимы закрываются снегом. Теплые дождевые воды также усиливают таяние льда снизу. Несмотря на развитие **ВДС** на мелких ледниках на стадии их деградации, они не играют главной роли в уменьшении массы льда, которая в первую очередь отводится поверхностным дренажным системам.

Горно-долинные и выводные ледники

Большое количество твердых осадков обеспечивает рост зоны аккумуляции, **ELA** понижается, что обеспечивает активное движение льда. Оно делает не эффективным поглощение воды в лед из-за больших напряжений в его толще. Только на участках растяжения поглощение воды становится возможным. Однако интенсивного развития каналов **ВДС** не происходит [201]. Но даже если внутренние полости и образуются, они достаточно быстро смыкаются. Вероятно, большинство возникших в толще льда каналов не перезимовывает. В таком случае **ВДС** ежегодно приходится возрождаться снова, что также не способствует хорошей проработке каналов. Поверхностная дренажная система быстро изменится из-за интенсивного движения льда. На активных ледниках их поверхность не только не понижается из-за таяния льда, а становится выше из-за постоянного подтока вещества из зоны аккумуляции. В этой стадии воздействие дренажной сети на ледник незначительно. Исключение составляют условия, при которых происходит накопление воды на ложе, что стимулирует быстрые подвижки ледников (сёрджи).

Картина несколько изменяется, когда ледник достигнет состояния равновесия, а язык ледника надолго стабилизируется. Устойчивое положение зон

растяжения и сжатия, умеренные скорости движения льда и умеренное напряжение в толще льда способствуют существенному развитию дренажной системы, которая приобретает устойчивое состояние. При этом широкое развитие получают как поверхностная, так и внутренняя системы дренажа. Самое значительное развитие **ВДС** отмечается в той части ледника, для которой характерно медленное движение льда, т.е. на языке ледника. В верхней части зоны абляции достаточно интенсивное движение льда делает **ВДС** неустойчивой, и здесь она вынуждена возрождаться ежегодно. На этой стадии развития ледника величина понижения поверхности за счет таяния примерно равна скорости подвода вещества из зоны аккумуляции, т.е. начинает играть роль сдерживания движения ледника. **ВДС** начинает оказывать заметное воздействие только на языке ледника.

При повышении **ELA** язык ледника перестает получать материал из зоны аккумуляции, и существенная часть области абляции становится неподвижной. Отсутствие движения льда вызывает бурный рост дренажной системы. Поверхностная система дренажа становится очень стабильной и начинает врезаться в тело льда, образуя глубокие каньоны. Быстро развивается и **ВДС**. Поскольку боковое напряжение во льду практически исчезает, на каналы продолжает действовать только вес вышележащей толщ льда. Образовав арочную форму, каналы становятся устойчивыми к этому давлению. Однако, меандрирующие водотоки, а также весенние и дождевые паводки стремятся расширить подледный канал, увеличивая его ширину. Беспредельно это продолжаться не может. Расчеты и наблюдения показали, что арочный свод в теплом льду становится неустойчивым при ширине более 12 м [84] и начинает обрушиваться. В результате канал оказывается заваленным обломками льда. Текущая в канале вода может растопить обломки льда (или вынести их из-под ледника) значительно быстрее, чем растопить монолитный лед на стенках канала. Отмечено, что на крупных ледниках подледные водотоки нередко выносят большое количество обломков льда [58]. Это значительно увеличивает объем внутренней абляции.

Наибольшее воздействие на лед **ВДС** оказывают в том случае, когда язык ледника подпружен его конечной мореной или ригелем. В этом случае в языковой части ледника устанавливается некоторый уровень грунтовых вод, который способствует более быстрому разрушению льда. При этом все колодцы на леднике станут постепенно превращаться в озера, уровень воды в которых соответствует уровню грунтовых вод. Конвективное движение воды внутри озер способствует их быстрому расширению и углублению. В результате интенсивного развития «ледникового карста» озера соединяются между собой и продолжают расти. Заканчивается это тем, что у языка ледника возникает морено-подпрудное озеро [87]. Крупное озеро на языке ледника может возникнуть и из одного первичного озера [479]. Крупное морено-подпрудное озеро начинает оказывать влияние на край языка ледника. Поскольку теплая вода тяжелее холодной, на ледяном обрыве, спускающемся в озеро, возникает нависающая стена, которая очень неустойчива. В результате откола айсбергов озеро быстро расширяется. Скорость отступания края ледника в этом случае может достигать 100 м в год [87].

Если отступающий ледник не спускается в озеро, он начинает деградировать по-иному. Обрушение ледникового грота ведет к более быстрому отступу

панию края льда, на котором расположен грот. Через некоторое время грот оказывается в конце протяженного довольно узкого каньона, который далеко вдаётся в край ледника. Чем больше расход водотока, тем сильнее будет вдаваться каньон в язык ледника. Кроме таяния льда на стенах, каньон будет расширяться паводковыми водами. Кроме этого на поверхности льда в понижениях рельефа начнут возникать крупные озера, в том числе и вдали от языка ледника. Такие озера могут переполняться талой водой и дренироваться к краю ледника, как это наблюдалось на леднике Южный Иньльчек (Тянь-Шань) в 1997 г. [95]. Прогреваясь солнечной энергией, озера расширяются и углубляются, давая существенное дополнение к поверхностной абляции.

Кроме озера на поверхности льда появляется много колодцев, переходящих в глубине ледника во внутрiledниковые и подледниковые системы каналов. Наряду с центральной (или центральными) системой дренажа часто появляются маргинальные системы стока подо льдом. Если на активных или стабильных ледниках боковые долины подпруживались льдом, образуя приледниковые и ледниково-подпрудные озера, то для мертвого льда более типична ситуация, когда озера сбрасывают воду подо льдом, образуя маргинальные системы дренажа с хорошо развитыми подледными каналами. Таким образом, существование каналов **ВДС** в мертвом льду способно уничтожать систему подпруженных озера вдоль края ледника. В последствии подледные каналы, достигнув существенных размеров, начинают прорабатываться также и воздушными потоками. Но особенно интенсивное развитие этих каналов происходит во время весенних и дождевых паводков.

Если поверхность ледника покрывается толстым чехлом рыхлых моренных отложений (толщиной 1 м и более), то интенсивно начинает развиваться «ледниковый карст». Скорость таяния льда под столь толстым чехлом отложений становится незначительной, т.е. поверхностная абляция и сток начинают играть подчиненную роль. На первый план выходит внутренняя абляция, и потому **ВДС** приобретают главную роль. Итак, мы видим, что значение **ВДС** в течение жизни горно-долинных ледников изменялось от незначительной на этапе наступания ледников, до главенствующей на стадии их деградации.

Покровное оледенение

Покровные ледники, если они не имеют выводных ледников, весьма устойчивы и очень медленно реагируют на изменения климата. При росте количества твердых осадков и понижении **ELA** центральная часть ледникового купола начинает подниматься, что неизбежно вызывает его растекание в стороны. Если рельеф поверхности ложа под ледником спокойный, что типично для давно существующих ледниковых шапок, то поверхность ледника будет пологой наклонной спокойной, без резких изменений рельефа и трещин. При этом зона абляции обрамляет купол по периметру. Чем ниже расположена **ELA**, тем уже полосу зоны абляции. Если ледник полностью расположен на суше и в плане близок к кругу, то дренажная система ледника представлена радиально расположенными поверхностными водотоками. Спокойный рельеф способствует малой концентрации стока, потому крупные водотоки здесь не характерны. Развита преимущественно мелкие субпараллельные потоки. В условиях наступания льда и стабильных условиях влияние дренажной системы на ледник невелико. Оно особенно мало в тех случаях, когда зона абляции составляет лишь малую толику всей площади купола.

В условиях отступления края купола поверхностная дренажная система начинает играть несколько большую роль, чем ранее. Она становится особенно значительной, если **ELA** окажется выше верхней точки купола. В этом случае вся поверхность ледника включается в зону абляции. Но, несмотря на то, что лед становится малоподвижным, **ВДС** не возникают из-за отсутствия трещин, пересекающих лед. Единственной причиной усиления абляции такого купола, если он находится на суше, может быть возникновение озера у края льда. В этом случае в районе озера может появиться обрыв льда. На обрывах, возникают водопады, а водотоки начинают сильнее врезаться в лед. Вдоль края обрыва могут возникать трещины бортового отпора, которые станут поглощать поверхностный сток, переводя его во внутрiledный и подледный на самом краю ледника. При наличии трещин возникают локальные **ВДС**. Понятно, что большого влияния на ледник эти элементы внутреннего дренажа оказать не могут.

Если шапка хоть отчасти спускается в море, как, например, на Северо-Восточной Земле архипелага Шпицберген, то картина дренажа изменяется. Обычно эта часть ледникового купола характеризуется обилием трещин, параллельных берегу моря. Трещины формируются во многом за счет морских приливов и отливов. Трещины поглощают водотоки, переводя поверхностный сток в подледный. Вода с языков таких ледников вытекает в виде субмаринных источников в нижней части ледяных обрывов.

На заморенных участках краев ледниковых шапок могут возникнуть условия, благоприятные для развития «ледникового карста», что существенно усилит скорость отступления края льда, и увеличит значение внутренней дренажной системы в жизни ледникового покрова. Это особенно характерно для выводных и пульсирующих ледников в пределах ледниковых щитов, но может быть и на краю щита (Рис. 5.1 на вкладке).

5.1.1. **ВДС** и ледниковый сток

Ледниковый сток формируется в первую очередь из таяния в областях абляции и аккумуляции, вклад в сток каждой из них меняется в различных регионах (Табл. 5.1).

Как видим, сток из зоны аккумуляции в целом растет с севера на юг, меняясь от 5% на ЗФИ до 33% на Западном Кавказе. В большинстве ледниковых регионов бывшего СССР сток из зоны аккумуляции не превышает 20% от общего стока.

Сток через **ВДС** может осуществляться несколькими путями (рис. 5.2): 1) зона поглощения расположена в виде узкой полосы в середине ледника (ледники Альдегонда, Бертиль, Тавле, Восточный Гренфиорд на Шпицбергене), через **ВДС** проходит часть ледникового стока; 2) зона поглощения образует широкую полосу в средней части ледника, через **ВДС** проходит большая часть стока (ледники Бреггер, Ловен, Дрен на Шпицбергене, Джанкуат на Кавказе); 3) зона поглощения расположена только на языке ледника (ледник Кангваре в Тибете, ледник Фалл, ледники Северо-Восточной Земли на Шпицбергене); 4) зона поглощения рассредоточена по всему леднику (ледники Оватсмарк, Фритьоф, Ханс, Вереншольда, Торель на Шпицбергене, Медвежий, РГО, Федченко на Памире, Иньльчек, Семенова в Тянь-Шане, Башкара, Безенгии на Кавказе); 5) развиты только частично захороненные маргинальные каналы

(ледник Лонгиер на Шпицбергене, ледники хребта Сунтар-Хаята); б) переходные формы, когда **ВДС** расположена как бы в произвольных участках ледника (ледник Западный Гренфиорд на Шпицбергене).

Таблица 5.1

Процент общего стока талых вод из областей абляции и аккумуляции для ледников территории бывшего СССР [70]

Ледниковая система	Сток из области абляции, %	Сток из области аккумуляции, %
Шпицберген	94	6*
Северная Земля	95	5
ЗФИ	88	12
Новая Земля	90	10
Полярный Урал	70	30
Орулган	81	19
Хребет Черского	81	19
Сунтар-Хаята	77	23
Камчатка	75	25
Кодар	72	28
Восточный Саян (запад)	70	30
Восточный Саян (восток)	83	17
Кузнецкий Алатау	70	30
Восточный Алтай (север)	83	17
Восточный Алтай (юг)	81	19
Центральный Алтай (центр)	88	12
Центральный Алтай (восток)	85	15
Южный Алтай (запад)	81	19
Южный Алтай (восток)	85	15
Западный Кавказ (север)	70	30
Западный Кавказ (юг)	67	33
Центральный Кавказ (север)	77	23
Центральный Кавказ (юг)	73	27
Восточный Кавказ	67	33
Джунгарский Алатау	73	27
Северный Тянь-Шань	74	26
Внутренний Тянь-Шань (Терской-Алатау)	83	17
Внутренний Тянь-Шань (бассейн Нарына и Кокшаала)	75	25
Внутренний Тянь-Шань (Сарыджаз)	87	13
Западный Тянь-Шань	77	23
Памир (Заалайский хребет)	94	6
Памир (бассейн Муксу)	92	8
Памир (бассейн Обихингоу)	81	19
Памир (бассейн Ванча, Язгулема, Бартанга)	86	14
Памир (восток и юго-запад)	88	12

* - по данным В.В. Гохмана [29].

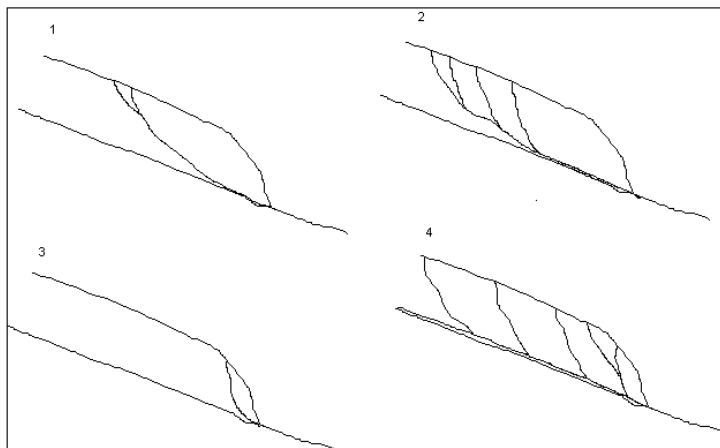


Рис. 5.2. Возможные пути стока воды через **ВДС**: 1 – поглощение в виде узкой поперечной полосы; 2 – поглощение в виде широкой поперечной полосы; 3 – поглощение только на языке ледника; 4 – поглощение по всей зоне абляции ледника.

Сток с ледников представляет собой сумму стоков с поверхности, изнутри и из-под ледника [26]. В зависимости от доли внутреннего стока в общем ледниковом стоке значение стока через **ВДС** может сокращаться или возрастать. Чем интенсивнее в ледниках развиты **ВДС**, тем большая доля стока проходит через них. Иными словами, сток воды с ледников во многом определяется характером развития **ВДС** в них. В теплых ледниках большая часть стока осуществляется через каналы **ВДС**. Возникает вполне закономерный вопрос: как влияют **ВДС** на ледниковый сток? Вопрос этот еще далеко не разработан, но попробует проанализировать имеющиеся на данный момент данные.

Анализ имеющихся данных по стоку с ледников показал [26], что за пики расходов отвечает сток со льда (в том числе и через **ВДС**), а сток из фирновой области формирует основу базисного стока. Таким образом, сток с ледяной части не обладает большим регулирующим значением, а сток из фирна обладает регулирующим действием. Это также означает, что сток через **ВДС**, когда происходит сток с ледниковой части бассейна, также не обладает регулирующей способностью. А поскольку он составляет существенную долю стока с ледниковой части бассейна, то и роль его может быть значительной.

При этом не следует забывать, что большая часть стока из области аккумуляции в дальнейшем может попадать в каналы **ВДС** и транспортироваться в них. Важно оценить какая часть стока осуществляется с ледяной поверхности, а какая из фирновых областей. По данным В.В. Гохмана [29] модуль стока на языках ледников архипелага Шпицберген составляют в среднем 240-290 л/с км² (достигая в середине лета 700-800 л/с км²). На леднике Альдегонда в 2004 г. модуль стока в середине лета составлял около 600 л/с км² (по измерениям ААНИИ). С ростом высоты водность ледников снижается. По данным С. Барановского [29] летом 1970 г. средние модули стока с ледника Вереншельда на языке составляли 360 л/с км², а в верхней части зоны абляции – всего 23 л/с км² (Табл. 5.2) Сток из фирново-ледяной зоны в северо-западном районе со-

ставил около 20-30 л/с км², а из теплой фирновой зоны (высоты 700-800 м н.у.м.) – 10-15 л/с км². Понятно, что сток из зоны абляции может более существенно влиять на формирование и режим изменений **ВДС**.

Таблица 5.2

Гидрологические характеристики некоторых ледников с **ВДС** (оценка)

Регион	Ледник	Модуль стока, л/с км ²	Доля стока через ВДС , %	Доля зимнего стока, % от суммарного	Авторы
Шпицберген	Бертиль		10-40	1-2	[29]
	Альдегонда	600	30-40	1	
	Вост.Гренфиорд		60	1	
	Зап.Гренфиорд		40	2	
	Фритьоф		80		
	Тавле		60	1	
	Лонгиер		0 (70-марг)	0	
	Ларс		0	0	
	Вальдемар	208	0	0	[29]
	Элиз		50-60		
	Оватсмарк		70		
	Ловен		70		
	Бреггер	35 (164)	70	1-2	[384]
	Вереншольда	23-360	50*	1-2*	[29]
	Ханс		80		
	Норденшельда		70		
Баалсруд		0			
Фалл		10			
Мюррей		0			
Тибет	Кангваре		0	-	
Тянь-Шань	Сев.Иныльчек		100		
	Южн.Иныльчек		80		
	Семенова		80		
Памир	Медвежий		60		
	Абдукагор		60		
	РГО		70		
	Федченко	100	90		
Кавказ	Безенги		70		
	Колка		100		
	Майли		50		
	Джанкуат		70		
	Гарабаши		70		
	Малый Азау		70		

* - данные из работы [329]

Поскольку **ВДС** развиты на большинстве теплых и политермальных ледников, то неизбежно часть ледникового стока проходит через каналы **ВДС**. Эта доля может быть различной как для разных ледников, так и для одного и того же ледника в разные сезоны года.

Ледниковый сток в течение года делится на летний и зимний. Летний сток характерен для всех типов ледников, а зимний – только для теплых и политермальных ледников. При этом весь зимний сток проходит через **ВДС** (Табл. 5.3).

Таблица 5.3

Сток через каналы **ВДС**

регион	ледник	Летний сток, %		Сток через каналы ВДС , %		Автор
		Область абляции	Область аккумуляции	Зимний	Летний	
Шпицберген	среднее	94	6 ²	1-2 ²	10-80	[29]
Шпицберген	Hanna	60-70 ⁴	30-40			
Средняя Азия	среднее	74-88 ¹	12-26 ¹	20 ³	60-80	[75]

По данным: ¹ – [70]; ² – [29]; ³ – [75]; ⁴ – [465].

Как видим, на фоне многократного превышения стока из области абляции над стоком из области аккумуляции ледников отчетливо выражено превышения стока через каналы **ВДС** по сравнению со стоком в русловой сети на поверхности ледников. Это, по крайней мере, выполняется для Шпицбергена и для Средней Азии.

Поскольку данных для обобщений недостаточно, обратимся к конкретным ледникам.

Ледник Альдегонда

Гидрологические исследования на леднике в 2004 г. показали, что доля внутреннего стока (из каналов **ВДС**) в конце июля достигает 30-40% от общего стока с ледника (Соловьянова И.Ю., устное сообщение, 2004). При этом известно, что в начале июля, когда вся поверхность ледника была покрыта снежными болотами, развитыми в снежной толще поверх наложенного льда, доля внутреннего стока существенно уменьшалась и колебалась от 0 до 20%. Это связано с тем, что наложенный лед перекрывал некоторые входы в активные ледниковые колодцы и трещины, что уменьшало количество поглощаемой ледниковыми колодцами воды и способствовало увеличению поверхностного стока с ледника.

С наступлением морозов, когда поверхностное таяние на леднике прекращалось, поверхностный сток полностью исчезал, а внутренний сток резко сокращался. Однако доля внутреннего стока росла, пока она не достигала 100%.

Модуль стока в конце июля был равен приблизительно 600 л/с км², при этом модуль стока через **ВДС** составил 180-240 л/с км².

Ледник Бертиль

Объем суммарного стока 6-10 млн. м³, а доля внутриледникового стока летом меняется от 10 до 40% [29]. Осенью поверхностный сток уменьшался, и с наступлением морозов полностью прекращался. В течение 1-1,5 месяцев происходила перестройка режима стока с летнего на зимний. Расходы потоков снижались более чем на порядок. За зимний период расходы воды во внутриледниковом ручье уменьшались еще в 3-4 раза. Минимальные расходы через каналы **ВДС** во второй половине июня за 30 лет снизились от 3 л/с в 1956 до 1,7 л/с в 1985 г. Сток холодного сезона составлял 1-2% годового. Подобные величины приводятся и для ледников других регионов (Голубев, 1976).

С 27 по 30 июня 1980 г. сток через каналы **ВДС** возрос на 3 порядка с 2 до 2000 л/с и в конце периода составлял 67% суммарного стока с бассейна. В дальнейшем внутриледниковый сток составил от 30 до 50 %, а за весь период абляции 40% суммарного. Режим стока на внутриледниковом ручье и замыкающем створе был в целом синхронен таянию на поверхности. Были отмечены внутрисуточные и межсуточные колебания расходов. В 1980-е гг. произошел переход на медленный режим стока, когда расход потока в канале **ВДС** рос постепенно, но не превышал 20% суммарного.

Вообще говоря, доля внутреннего стока с ледника приблизительно равна доле суммарной площади водосборов ледниковых колодцев в общей площади зоны абляции (+ области развития теплой фирновой, фирново-ледяной и ледяной зон). Поэтому на крупных ледниках (например, выводных) площади водосборов колодцев начинают играть все большую роль. Если ледник опускается в море, то водосборы трещинных зон на его языке также приплюсовываются к площадям водосборов колодцев, поскольку трещины также поглощают поверхностный сток. Аналогичная картина будет наблюдаться на крупном горном леднике, на языке которого интенсивно развивается «ледниковый карст» (смотри ниже). Значит, для крупных ледников доля внутреннего стока будет более высокой, чем для мелких. Например, по нашим приблизительным оценкам ледник Оватсмарка (Шпицберген) будет иметь внутренний сток около 60-70%, ледник Южный Иньльчек (Тянь-Шань) – около 70-80%, ледник Фритьоф (Шпицберген) – около 80%. В последнем случае проявился эффект подвижки, когда после нее в обеспечение внутреннего стока вовлекается практически вся поверхность ледника. По мере прошествия времени после быстрой подвижки ледника и продолжающейся консолидации льда доля внутриледного стока начинает уменьшаться (с 90% сразу после подвижки до 70-80% по прошествии времени).

*О географии стока через **ВДС***

Известно, что структура водного стока всех ледников, за исключением расположенных в тропических и экваториальных районах и центральных частей Антарктиды и Гренландии, в целом, одинакова [26]. В качестве примера в таблице 5.4 приведены данные о динамике годового стока для нескольких ледников.

Отмечается заметное поступление талой воды в теплую половину года и почти или полное прекращение поступления воды в холодную половину. Весеннее нарастание интенсивности таяния ведет к росту действующей площади и волнообразному нарастанию расходов воды. Если на ледниках развиты хо-

лодная фирновая и снежно-ледяные зоны, действующая площадь даже в конце лета не охватит всей площади ледника.

Таблица 5.4

Годовые изменения стока с ледников Шпицбергена (в м³/с)

Лед-ник	автор	Период наблюде-ний	сред	месяцы					
				V	VI	VII	VIII	IX	X
1	[330]	1972-1988	1,89	0,3	3,2	8,8	6,9	2,9	0,6
1	[330]	1998				16,4	12,5	7,4	
2	[404]	1974-1978	1,0	0,09	2,13	5,51	3,95	0,26	-
2	[384]	1990-2001	1,07	00	2,35	5,08	3,59	1,64	0,07

1 – Вереншольда, 2 – Бреггер.

На ледниках с теплой фирновой, фирново-ледяной и ледяной зонами вся площадь ледника вовлекается в сток. Для ледников умеренного пояса северного полушария, начиная с июля, действующая площадь остается постоянной. Время максимума запаса воды в леднике примерно отвечает времени превращения всей площади ледника в действующую. Этот запас начинает регулировать сток. Осенью при закрытии ледника снегом сток с ледника падает. Резкий спад стока обусловлен разгрузкой накопленных вод, сток постепенно (через 1-2 месяца) переходит к более низким значениям или прекращается. Географические условия регионов накладывают свои особенности на водный режим конкретных ледников.

Географическим различием в режиме стока с ледников является относительная величина базисного стока в летний период. Более высокий базисный сток типичен для ледников, расположенных невысоко и в условиях климата, близкого к морскому. Относительно низкий базисный сток характерен для высоко расположенных ледников, находящихся в более континентальных условиях. Считается, что на величину базисного стока влияет снежно-фирновая толща [26]. Там, где снежно-фирновая толща полностью промачивается водой, степень регулирования зависит от ее мощности, а поэтому и от континентальности климата. На больших высотах и в высоких широтах (относительно малое таяние в фирновой области) степень регулирования зависит от доли стока, которую дает область питания. На леднике Федченко сток из области питания дает всего 3% от суммарного годового стока. Поэтому фирновая область служит слабым регулятором летнего стока. Именно поэтому для гидрографа р. Сельдары характерен относительно низкий базисный сток. Поэтому преобладающим типом стока на таких ледниках является быстрый сток через **ВДС**. В районах с климатом близким к морскому, где регулирующее значение снежно-фирновой толщи велико, быстрый сток через **ВДС** имеет относительно меньшее значение в ледниковом стоке, чем в районах с континентальным климатом. В разных географических зонах ледники по-разному реагируют на летние осадки. На низко расположенных ледниках с морским климатом летние осадки выпадают в виде дождей и пики дождевых паводков превышают пики, связан-

ные с таянием. При этом **ВДС** претерпевают непрерывное развитие в течение сезона абляции, усиливая рост каналов в паводки.

В континентальном климате на высоких ледниках осадки выпадают в основном в твердом виде. При этом таяние резко сокращается или прекращается, а сток плавно уменьшается по кривой спада. **ВДС** во время и после снегопадов затормаживают свое развитие, т.к. количество протекающей через них воды уменьшается. Например, мы наблюдали накопление воды в колодцах ледника Башкара (Кавказ) после снегопада 4 сентября 2005 г., что было связано со смыканием каналов **ВДС** при сокращении поверхностного стока.

В районах переходных от континентального к морскому климату летом могут выпадать и жидкие и твердые осадки. При этом сток может уменьшаться, увеличиваться или оставаться постоянным (Кавказ, Альпы). В этих условиях **ВДС** наиболее стабильны, так как могут то недополучать питание, то получать его в избытке.

Время добегания

Время добегания равно продолжительности истощения запасов аккумулярованных вод в случае установившегося режима стока при постоянном начальном расходе. Он означает также время, необходимое для того, чтобы новая волна воды (выраженная через расход воды) достигла замыкающего створа ледникового бассейна. Время добегания стока с ледника является его важнейшей характеристикой [26, с. 160-161].

Чем дальше время добегания, тем ниже скорости движения воды. Несмотря на то, что большее время добегания означает большую динамическую аккумулярующую способность [26] (для ледника Джанкуат на Кавказе около 80% воды аккумуляровано в фирне), это не означает, что через фирновую область проходит больше всего воды. Наибольшее количество воды проходит через поверхностные русла и каналы **ВДС**, которые характеризуются малым временем добегания (Табл. 5.5). Таким образом, запасы воды в леднике отражают способность к стоку: чем они больше, тем ниже способность к стоку. Под способностью к стоку понимается интенсивность отвода воды, поступающей в толщу снега, фирна и льда.

На основании анализа суточных гидрографов ледниковых бассейнов сделан вывод об уменьшении времени добегания в течение периода абляции. Это служит дополнительным свидетельством того, что в течение сезона абляции каналы **ВДС** расширяются.

***ВДС** и интерпретация данных о ледниковом стоке*

Рассмотренные выше представления о структуре и динамике **ВДС** позволяют по-новому интерпретировать некоторые данные, полученные при гидрологических исследованиях ледников. Рассмотрим сток через **ВДС**, который меняется в течение года.

На основании анализа данных, полученных для одного из самых изученных ледников архипелага Шпицберген, ледника Вереншельда, рассмотрим и разберем характер изменения стока и его соотношение с **ВДС** в течение сезона абляции.

Наблюдения на леднике проводились летом 1997 г., также были использованы данные других лет наблюдений [321]. Сток из наиболее крупных каналов **ВДС** начинался во второй половине июня.

Таблица 5.5

Среднее время добегания (сутки) с разных морфологических частей ледников

Регион	Лед-ник	Откры-тый лед	Снег на льду	Фирн	Средн.	Доля стока из области аккумуляции, %	Автор
Скалистые горы	1	0,34	5,1	41,4	4,4	10	[26]
Береговой хребет	2	0,53	2,8	20,4	5,8	23	[26]
Кавказ	3	0,125		5	2,5	23 ¹	[26]
Шпицберген	4	0,1				6	[29]
Шпицберген	5	0,2-0,5				30-40	[465]
Памир	6					3	[26]

¹ - по данным А.Н. Кренке [70]. Ледники: 1 – Пейто, 2 – Берендон, 3 – Джанкуат, 4 – Бертиль, 5 – Ханна, 6 – Федченко.

Оказалось, что это был не талый сток, а сток подледных вод (или вод из моренных отложений), который был определен по данным химического состава воды. Такой сток продолжался до начала июня. Начиная с июля, сток увеличился, а доля подледного стока в нем не превышала 20%. Осенью, когда таяние на поверхности ледника прекращалось, количество подледных вод начало расти, и достигало сначала 50%, а затем и 100%.

Вот как это можно интерпретировать с позиций имеющихся знаний о строении **ВДС**. В начале сезона абляции существующие каналы **ВДС** еще не способны проводить талую воду, поступающую с поверхности ледника. Видимо, талые воды начинают поступать в толщу ледника и под ледник через каналы **ВДС** и начинают накапливаться там, поскольку проводимость каналов нарушена или сильно затруднена. Возрастающее давление воды в каналах, внутриледных и подледных емкостях начинает вытеснять воды, накопленные под ледником и в подледниковых отложениях. И только после того, как талые воды прорывались к языку ледника, химический состав вод изменялся. В результате количество талых вод в стоке увеличивалось, а доля подледных вод падала. Это означает, что 80% стока с этой части ледника не имела длительного контакта с коренными породами и проходило через внутриледные и подледные каналы, и только около 20% стока оттеснялось в подледные рыхлые и коренные отложения. Это также означает, что сток внутри каналов проходил под существенным напором, поскольку только под действием такого напора часть воды могло оттесняться в подледные рыхлые и коренные отложения. Сохранение доли подледникового стока примерно на постоянном уровне в течение сезона абляции на фоне растущего талого стока означает, что с ростом давления воды во внутриледных и подледных каналах растет и доля воды, оттесняемой в подледные рыхлые отложения. Значит, пропускная способность подледных отложений не только достаточно высока, но и практически не является препятствием для движения воды.

Продолжающийся сток талых вод в течение целого месяца после прекращения таяния льда на поверхности ледника с наступлением холодов говорит о том, что в это время происходит опорожнение заполненных водой каналов и

сработка внутриледных и подледных емкостей. Видимо, этот срок примерно равен периоду полного замыкания каналов **ВДС** и разрушению ее сплошности. Доказательством этому утверждению является то, что именно в это время начинает расти уровень воды в ледниковых колодцах, как это отмечалось в работах [380, 423]. Сток только минерализованных вод в начале зимы [321] говорит о том, что в это время произошло уже полное разделение **ВДС**. К аналогичным выводам можно прийти и изучая сток с других ледников.

Как видим, знание строения, формирования, режима и эволюции **ВДС** позволяет получать новые знания на основе уже проведенных гидрологических и гидрохимических исследований.

Резервуары в толще льда и подо льдом

Многочисленные работы свидетельствуют о том, что в толще льда и под ним могут существовать довольно большие емкости, заполненные водой и воздухом, которые были обнаружены при бурении скважин или исследовались непосредственно [335, 441 и др.]. Кроме того, исследования стока показали, что время от времени на многих ледниках происходят паводки, которые не удается связать ни с какими климатическими причинами [26, 136, 280]. Такие паводки обычно связывают с прорывами внутриледных и подледных емкостей. Что представляют собой эти емкости не известно. Попробуем разобраться в этом вопросе с позиций исследования **ВДС**.

Как было показано выше, основная водопроводящая система ледника образована каналами, в которых вода может передвигаться со скоростями, сравнимыми со скоростями движения воды в поверхностных водотоках. Это означает, что наиболее вероятными емкостями внутри льда могут быть участки **ВДС**, которые по каким-то причинам отделены от основной системы внутреннего дренажа. Посмотрим, какого размера должны быть каналы, чтобы сформировать такие крупные паводки. В работе [136] приводится величина зимнего стока для ледника Абрамова (Тянь-Шань), которая соответствует слою воды толщиной 277 мм под всем ледником. Если мы предположим, что весь этот сток был сконцентрирован в каналах **ВДС**, предположим, имеющих удельный объем около $12 \text{ м}^3/\text{м}$, то окажется, что в толще ледника должно находиться около 525 км таких каналов или 23 км каналов на каждый квадратный километр ледника, включая зону абляции и аккумуляции! Это означает, что если представить себе такие каналы в виде параллельной череды, то канал от канала должен был бы располагаться примерно через 40 м. Полученные величины абсолютно не реальны. Значит, зимний сток с ледников Средней Азии, по видимому, не связан с внутриледными каналами, как это обнаружено и для политермальных ледников Шпицбергена [321]. Возможно, какую-то часть этого стока может быть аккумулировано в подледных резервуарах, например, расположенных перед выступами ложа, а другая часть – в толще рыхлых отложений под ледником. Часть стока может быть связана с разгрузкой грунтовых вод.

В работе [136] рассматриваются особенности стока с горных ледников Средней Азии в течение сезона абляции. Было показано несоответствие расхода ледниковых потоков температуре воздуха в начале и конце сезона абляции. Причем разбросы кривых составляли от 100 до 500%. Однако, это довольно легко объяснить с позиций **ВДС**. Как говорилось выше, средняя транзитная зона **ВДС** претерпевает серьезные изменения зимой за счет полного сдавли-

вания каналов пластической деформацией и движением льда, а также обрушения наиболее широких участков каналов. В первую половину сезона абляции сток должен преодолеть сопротивление этих нарушенных участков, восстановить их и только после этого начинается устойчивый сток. Однако даже в этом случае любое повышение расхода при потеплениях будет на некоторое время подпруживаться, пока не проработается вся нижняя часть **ВДС** в соответствии с возросшим расходом потока. Это можно проиллюстрировать результатами наших изменений изменения уровня ледниково-подпрудного озера Мерцбахера во время прорыва 1990 г. Несмотря на то, что понижение уровня воды от максимального значения началось 4 августа, за первые сутки уровень понизился на 28 см, во вторые на 120 см, в третьи на 380 см и далее по нарастающей. Как видим, даже для таких крупных скоплений воды в теле ледника как ледниково-подпрудное озеро с большими объемами (около 0,15 км³) и огромными напорами воды (перепад высот уровня озера и языка ледника более 400 м) потребовалось несколько суток для проработки каналов **ВДС** в соответствии с расходом потока. Скорее всего, именно периоды подпруживания воды в толще ледника ответственны за пополнение запасов подледных и грунтовых вод, которые принимают некоторое участие в регулировании летнего стока (до 20% на ледниках Горнер в Альпах и Вереншольда на Шпицбергене, [215, 321]) и практически полностью определяют зимний сток с ледниками. Видимо именно сработкой подледных и грунтовых коллекторов объясняется довольно устойчивый зимний сток таких рек как р. Матча в Средней Азии, а не из-за подледникового таяния, как это предполагается в работе [136], поскольку таяние на ложе ледника, вызванное влиянием геотермического потока, составляет ничтожную величину зимнего стока [48].

5.1.2. **ВДС** и водоносный горизонт

ВДС – это водопроницающая система внутри ледника и именно она составляет основу водоносного горизонта ледника. Поскольку развитие каналов внутри ледников сродни формированию пещер в пределах карстовых массивов, потому водоносный горизонт в ледниках, как и карстовых массивах, оказывается очень сложно устроенным. И любые подходы к нему с позиций обычной грунтовой гидрологии чреватые серьезными ошибками.

Водоносный горизонт это водопроницаемый слой в леднике, насыщенный водой. Водоносными в ледниках могут быть: нижняя часть фирновой толщи, слои фирна, зажатые в монолитном льду, слои дробленого льда в зонах быстрой деформации и талые моренные отложения под ледником.

Водоносный горизонт в фирновой толще формируется потому, что она подстилается практически водоупорным льдом. Вода просачивается сквозь фирн до льда и формирует водоносный горизонт. Мощность водоносного горизонта сильно меняется от ледника к леднику и зависит от гидравлического градиента и эффективности отвода воды через **ВДС**. На леднике Стор (Швеция) водоносный горизонт в фирне имеет максимальную толщину 5 м, а на Алечском леднике (Альпы) 7 м [311]. Особенностью строения водоносных горизонтов в фирне является то, что 40% пор в нем являются изолированными и только 60% пор пропускают воду [239]. При этом объем скоплений воды в фирне от ледника к леднику меняется в широких пределах от 12 до 44 % [311]. Объем воды в фирне на исследованных ледниках увеличивался в течение се-

зона абляции, что говорит о том, что в пределах ледников преобладающим является сток из внутриледной и подледной дренажной систем по сравнению с дренажом из фирновой толщи.

Рассмотрим водоносный горизонт в толще льда. Также как и в растворимых горных породах, особенным делает водоносный горизонт во льду то, что пропускная способность и свойство накапливать воду в нем может прогрессивно увеличиваться во времени из-за роста размеров каналов **ВДС** (по крайней мере, в течение одного сезона абляции). Типичный ледниковый водоносный горизонт обладает малой начальной пористостью (межзерновые поры и мелкие трещины), но его вторичная пористость возрастает из-за циркуляции воды внутри льда по мере расширения трещин и превращения их в каналы. На начальном этапе течение воды в водоносном горизонте ограничено трещинами. В дальнейшем, по мере расширения трещин вода в леднике будет двигаться как по трещинам, так и через каналы. Развитый ледниковый водоносный горизонт имеет большую неоднородность гидравлической проводимости. Как и в карстовых водоносных горизонтах, она изменяется от 10^{-10} м/с до 10^{-1} м/с [63], а иногда и выше. При этом наименьшая (почти нулевая) проницаемость определяется межзерновыми каналами во льду, а наибольшая – каналами стока **ВДС**. Как показали исследования, через каналы в ледниках проводится более 90% всех внутриледных вод [176]. При этом режим течения воды в каналах и туннелях меняется от ламинарного до турбулентного, а сами каналы заполнены водой полностью или частично.

Известно, что гидрографическая сеть ледника представляет собой единую взаимосвязанную гидравлическую систему [26]. Существование полостей с водой, не связанных в данный момент с каналами стока, не опровергает этого заключения, так как при определенном изменении физических условий в толще ледника эти полости могут вновь оказаться связанными с **ВДС**. Обращая внимание на то, что, по мнению ряда авторов [58, 139, 270, 439 и др.], условия залегания и стекания воды внутри ледника более похожи на гидрологический режим карстовых районов, Г.Н. Голубев [26, с. 98] все-таки соглашался с этой аналогией, хотя и считал ее далеко не полной. Но это согласие выразилось больше на словах, и его уже не было видно на приведенных в работе рисунках, которые показывали вертикальное гидрогеологическое строение ледника и положения водоносных горизонтов в нем (рис. 5.3-5.5).

Как видим, везде водоносный горизонт рисуется параллельным поверхности ледника, как это характерно для грунтовых водоносных горизонтов. При этом уровень стояния воды в скважинах рисуется тем же, что и в каналах **ВДС**, что выполняется только в очень редких случаях.

Рассмотрим, какие водоносные горизонты выделяются на ледниках [26]. Там, где лед выходит на поверхность, первый водоносный горизонт представлен корой таяния (IA).

Он выделяется потому, что лед непроницаем для воды. Водоносный горизонт маломощен и слабо водообилен. В местах развития снежно-фирновой толщи на ледяных прослойках могут сформироваться линзообразные скопления воды (IB) (аналог верховодки грунтовых вод). В ряде мест на ледниках в трещинах отмечается стояние ненапорных вод на разном уровне от поверхности льда (IIA) (аналог грунтовые воды коры выветривания трещиноватых горных пород). В снежно-фирновой толще на контакте со льдом могут сформировать-

ся линзы или горизонт воды (IIБ) (аналог грунтовые воды на равнине под слоем осадочных пород).

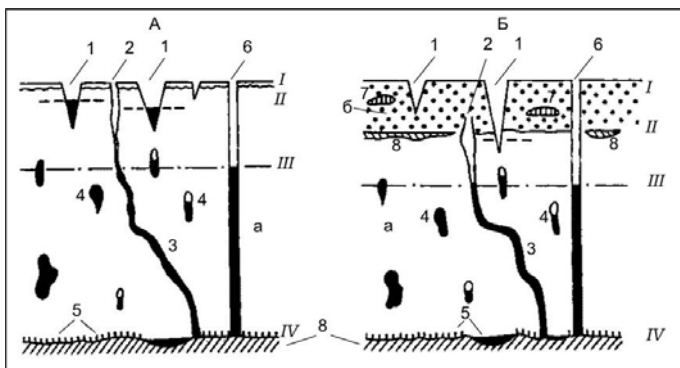


Рис. 5.3. Принципиальная схема вертикального гидрогеологического строения ледника. А – на поверхность выходит лед. Б – верхняя часть ледника сложена снежно-фирновой толщей. Горизонты внутриледниковых вод: I – водоносный горизонт коры таяния (А) или линзы воды на ледниковых прослойках в толще фирна (Б); II – ненапорные воды, застаивающиеся в трещинах (А и Б), или на поверхности контакта фирн-лед (Б); III – напорный горизонт внутриледниковых вод; IV – вода по контакту лед-ложе. Элементы внутриледной гидрографической сети: 1 – трещины с водой на дне; 2 – колодцы; 3 – внутриледные каналы стока; 4 – каверны, полностью или частично заполненные водой; 5 – приконтактный слой с водной пленкой, отдельными каналами стока и кавернами; 6 – скважина и уровень воды в ней; 7 – линзы воды в снежно-фирновой толще; 8 – линзы воды в снежно-фирновой толще на контакте фирн-лед. Вмещающие породы: а – лед; б – снег-фирн; в – ложе ледника [26].

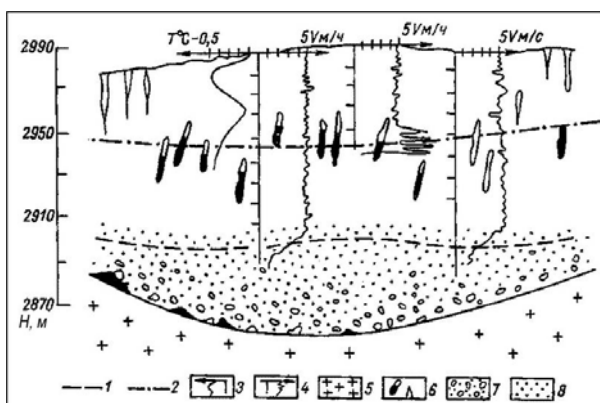


Рис. 5.4. Поперечный схематический разрез языка ледника Джанкуат (Кавказ). 1 – граница ледник-ложе по данным радиолокации; 2 – зона максимальной плотности отражающих неоднородностей (водоносный горизонт); 3 – распределение температуры льда с глубиной; 4 – график скорости погружения термоэлектробура; 5 – коренные породы; 6 – трещины и полости (вода показана черным цветом); 7 – мореносодержащая толща льда; 8 – лед, загрязненный тонкодисперсным материалом [26].

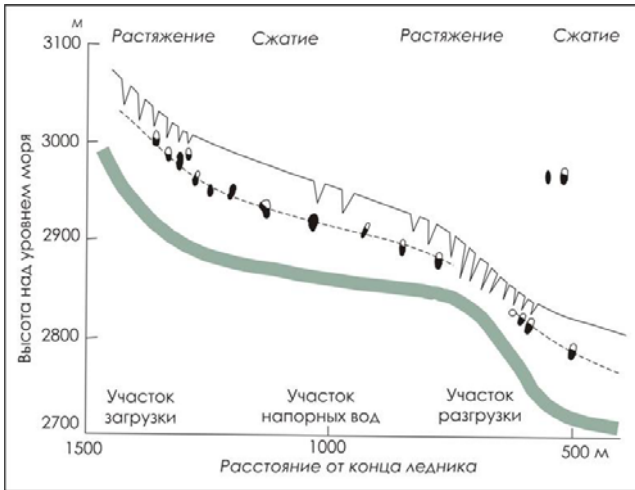


Рис. 5.5. Схематический разрез вдоль ледника Джанкуат (Кавказ). 1 – горизонт внутриледниковых вод; 2 – каверны, полностью или частично заполненные водой [26].

Следующий горизонт внутриледниковых вод является напорным (III). Его поверхность проходит через отметки уровня внутриледниковых вод в скважинах (если они достигают ложа или связаны с каналами **ВДС**). Лишь у внешнего контура ледника этот горизонт может быть ненапорным. Скопления воды представлены кавернами с водой и каналами стока талых вод. Четвертый горизонт внутриледниковых вод располагается в зоне контакта лед-ложе (IV). Он может быть представлен тонкой водной пленкой по всему контуру ледника, имеющей ламинарный режим движения, так и системой магистральных каналов стока с кавернами, заполненными водой, с турбулентным напорным режимом движения. Г.Н. Голубев считал, что эта схема характерна для мощного теплогорно-долинного ледника и что она может меняться. При этом некоторые горизонты могут отсутствовать, но возможно и существование нескольких напорных водных горизонтов.

Приведя такую схему водоносных горизонтов, Г.Н. Голубев [26] фактически отрицает то, что сказал чуть выше, а именно, что он согласен с тем, что **ВДС** ледника аналогична карстовой **ВДС**. В этом нас убеждает рисовка границ параллельно поверхности льда и описание водных горизонтов. Проанализируем водоносные горизонты в схеме Голубева [26]. Водоносный горизонт коры таяния (IA) характеризуется малой мощностью, но за счет практически повсеместного распространения в зоне абляции содержит большие запасы воды. Для воды в коре таяния, хоть и характерно медленное течение, она, тем не менее, питает всю русловую сеть ледника, а также обеспечивает большую часть питания **ВДС**. Горизонты IB, IIA и IIB не вызывают никаких возражений. Внимательно рассмотрим горизонт IIIA и IIIB. Г.Н. Голубев [26] называет его напорным, проводя верхнюю границу по уровням воды в скважинах параллельно поверхности льда. Однако, фактически, в карстовых районах не существует единого водного горизонта [42]. Это связано как с особенностями движения воды в индивидуальных полостях и карстовых системах, так и большой мощностью зоны аэрации (зоны вертикального движения грунтовых вод) в карстовых районах в горах (карст ледников – в большинстве случаев, аналог карста горных

районов) [15, 16]. Для известняков многих горных районов характерна большая толщина зоны безнапорного течения воды, в частности, для отдельных районов Кавказа она превышает 2000 м. Точно также и в ледниках толщина зоны безнапорного течения воды может достигать 150-200 м, а в некоторых случаях и более. Это означает, что зона безнапорного течения воды может занимать существенную, а порой и подавляющую часть толщи ледникового льда. В отдельных случаях некоторые участки ледников могут характеризоваться полным отсутствием зоны напорного движения воды. Это особенно типично для теплых ледников. Это означает, что и нижний водоносный горизонт IV, который на самом деле не является самостоятельным водоносным горизонтом, а представляет собой часть горизонта III, может быть прерывистым. Это выражается как в отсутствии пленочного течения воды под ледником, так и в безнапорном течении воды в подледных каналах. При этом поверхность напорного горизонта III практически никогда не будет параллельна поверхности ледника. Не следует забывать, что поскольку обводненность каналов **ВДС** носит сезонный характер, водоносные горизонты ледника также во многом являются сезонными (в частности, напорный водоносный горизонт может становиться безнапорным).

Судя по измерениям, уровень, на котором устанавливается вода в скважинах на ледниках, может располагаться на глубине 100-150 м от поверхности льда [239]. Но не всегда глубина залегания воды в скважинах соответствует некоторому единому уровню. Например, исследования на леднике Стор (Швеция) показали, что в трех расположенных рядом скважинах уровни стояния воды располагались на глубинах 129, 119 и 38 м от поверхности льда, причем колебания уровня воды в них происходили синхронно [420]. Это вовсе не означает, что вода в каналах **ВДС** будет располагаться на том же уровне, на котором располагается вода в скважинах. Поскольку для большинства ледников доказано фактически свободное движение воды от места окрашивания до языка ледника [124, 176], это может означать, что водозаполненные каналы скорее всего располагались ближе к ложу ледника. Это было показано для ряда политермальных ледников [256, 358]. То, что ледниковые колодцы дренируются через каналы, расположенные в толще льда сообщается и в других работах [385]. При этом подвешенные уровни грунтовых вод можно встретить на любой глубине от поверхности ледника. Часто это могут быть заполненные водой нижние части трещин, которые имеют приток воды с одной стороны, а отток с другой. Несмотря на то, что уровень воды в скважинах может располагаться довольно далеко от ложа ледника, на ложе ледника при этом за выступами могут располагаться полости, заполненные воздухом [335], что свидетельствует об отсутствии единого водоносного горизонта как в толще льда, так и на ложе ледника. Нам также довелось побывать в такой полости под теплым ледником Аржантьер (Альпы), которая располагалась под стометровой толщей льда. Полость была заполнена воздухом, а вода в ней протекала только в виде небольшого ручейка. Никакого выдавливания воды в полость по контакту лед - горная порода не происходило.

Наши исследования на теплом леднике Башкара (Кавказ) показали, что в одном и том же месте ледника в двух ледниковых шахтах (активной и полуактивной) сифонные каналы были достигнуты на глубине около 40 м от поверхности льда [111]. По сифонным каналам ледниковых пещер, также как и по уровню расположения воды в скважинах, определяют местоположение уровня

грунтовых вод [293]. Следовало ожидать, что верхняя граница водоносного горизонта в толще льда будет располагаться на глубине 40 м от поверхности льда. Однако исследования третьей активной шахты, располагавшейся по соседству от двух предыдущих, показали, что ее глубина превышает 123 м, что примерно соответствует толщине льда на этом участке ледника, полученной ранее геофизическими методами [26]. При этом завершение прохождения полости было прекращено не из-за преградившего путь сифона, а из-за непроходимой узости (канал был сжат пластической деформацией до ширины нескольких сантиметров). Значит, канал **ВДС** шел непосредственно до ложа ледника. Это подтверждает наш вывод, что водоносный горизонт в толще ледника не является некоторым единым уровнем, а представляет собой сильно искривленную поверхность и зависит от характера связности каналов **ВДС** на конкретном участке ледника.

В сентябре 2005 г. нам удалось посетить ледниковые колодцы и горизонтальную пещеру на языке ледника Башкара (Кавказ). Посещение 3 колодцев на леднике 11.09.2005 показало, что только неактивный колодец имел глубину более 25 м (заканчивался непроходимым сужением канала). В двух других колодцах вода стояла на глубине 20 м от поверхности. На следующий день 12.09.2005 в одном из колодцев удалось спуститься до глубины примерно 50 м [361], а во втором 13.09.2005 примерно до 60 м [309]. Мы предполагаем, что после снегопада 4.09.2005 язык ледника был покрыт снегом, что привело к росту альбедо и резкому падению интенсивности поверхностной абляции на леднике. Колодцы практически перестали получать воду, что привело к смыканию каналов в нижней части дренажной системы (у ложа ледника). С возобновлением таяния льда на поверхности ледника вода стала скапливаться в колодцах и заполнять их. Когда давление воды возросло, расширение каналов ускорилося, и вода постепенно стала уходить. Мы застали именно этот момент. Это свидетельствует о большой динамичности водоносного горизонта в ледниках.

Подтверждением отсутствия сплошного расположения водоносного слоя внутри ледника являются и результаты радио-эхозондирования политермального ледника Альдегонда (Шпицберген) [11], которые показывают эпизодическое и пятнистое расположение водных включений в толще льда, т.е. отсутствие единого горизонта грунтовых вод внутри ледника (рис. 5.6-5.7).

Рассмотренный выше пример с изменением в течение зимы уровней стояния воды в ледниковых колодцах на леднике Ханс (Шпицберген), показывает, что расположение уровня воды в колодцах одного ледника на разных высотах не подчиняется единой закономерности. Оно скорее является хаотичным, что, видимо, связано с особенностями строения участков **ВДС** в разных частях ледника. Кроме того, по этим же данным можно видеть, что уровни стояния воды в колодцах меняются в течение зимнего периода, что также не свидетельствует в пользу единого горизонта вод внутри ледника. Как было показано многочисленными исследованиями, уровни стояния воды в ледниковых колодцах зависят от активности движения ледника [293 и др.].

В качестве еще одного примера, иллюстрирующего разнообразие состояний с положением воды в толще ледников, могут быть наши наблюдения на леднике Альдегонда (Шпицберген) летом 2004 г. В одном из активных колодцев в конце июля 2004 г. был отмечен уровень стояния воды всего на 6 м ниже поверхности ледника.

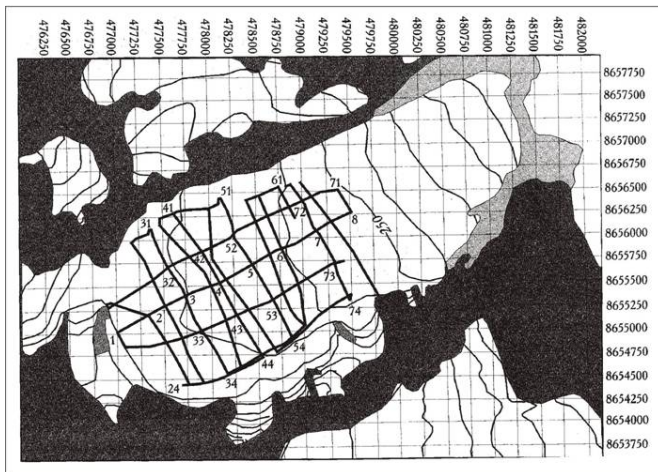


Рис. 5.6. План ледника Альдегонда (Шпицберген) с нанесенными на его поверхности маршрутами радио-эхозондирования [11]. Светло-серое – моренные отложения, черное – горное обрамление, белое – лед. Контур ледника показан по состоянию 1936 г.

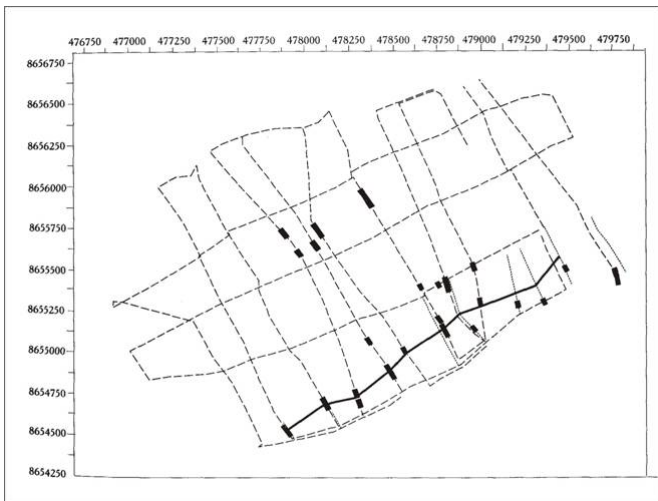


Рис. 5.7. Схема маршрутов радиоэзондирования на леднике Альдегонда (Шпицберген) весной 1999 г. Темные участки – лед с повышенным содержанием воды [11]. Темная линия – предполагаемое положение внутриледного канала.

Аналогичный уровень воды был отмечен и в соседнем колодце. При этом в остальных активных колодцах, расположенных примерно на той же высоте, уровень воды не отмечался, т.е. был существенно глубже, чем можно увидеть с поверхности ледника, т.е. по крайней мере, на 30 м ниже поверхности ледника.

Исследование ледниковых колодцев на этом леднике осенью 2004 г. также показало, что сифоны, которыми они заканчивались, также располагались на

разной глубине от поверхности – разброс глубины от поверхности для разных полостей составлял от 5 до 15 м, хотя устья колодцев располагались примерно на одной высоте.

Приведенные примеры говорят о том, что неравномерность расположения верхней границы водоносного горизонта является характерной не только для теплых, но и для политермальных ледников. А, скорее всего это общая закономерность для всех типов ледников, содержащих **ВДС**. Таким образом, напорный водоносный горизонт во льду не представляет собой нечто целое, поэтому его верхняя граница располагается на разной глубине от поверхности ледника.

Следует добавить, что в течение года даже тот неравномерный уровень, который отмечают в скважинах и ледниковых колодцах может сильно меняться. На некоторых ледниках величина колебаний уровня воды в течение года может достигать 131 м [322]. Колебания уровня воды на леднике Горнер достигает 100-150 м [385].

Водоносный горизонт ледника может быть не только локально прерывистым (рис. 5.8), но может изменяться и по длине ледника (рис. 5.9).

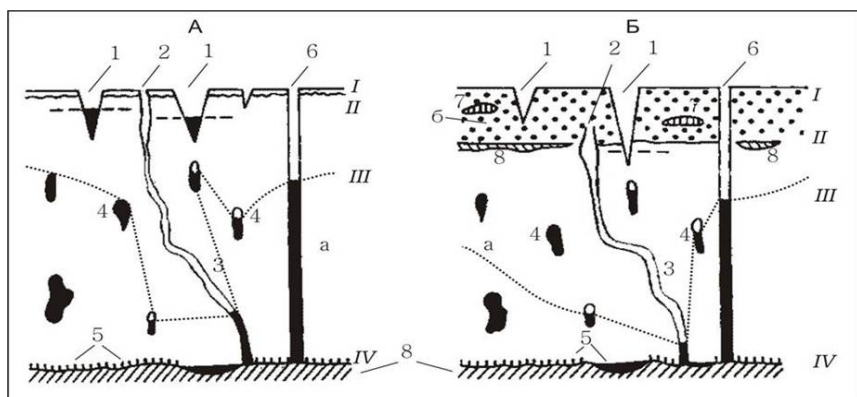


Рис. 5.8. Схема расположения водоносного горизонта внутри ледника (по [26], с изменениями). Точечной линией показан уровень стояния воды в леднике. Условные обозначения смотри на рис. 4.24.

Например, водоносный горизонт в районе развития трещин может располагаться глубже в толще льда, а ниже зоны трещин выходить на поверхность (фонтаны). В отличие от водоносного горизонта в известняках, из-за движения ледника и пластической деформации льда водоносный горизонт в ледниках является подвижным и очень изменчивым, о чем говорят его сезонные изменения, а также колебания уровня воды в колодцах, которые имеют не только сезонный, но и суточный характер.

Скорости циркуляции воды в водоносном горизонте сильно меняются с изменением гидрологических условий в нем. Когда каналы водоносного горизонта заполнены водой, движение воды происходит значительно быстрее, чем когда они заполнены водой лишь частично. Характер течения воды в зоне транзита **ВДС** обычно измеряется методом окрашивания. Этот метод показывает, что движение воды в пределах **ВДС** происходит преимущественно в крупных каналах, поскольку скорости движения воды в них сравнимы со скоро-

стями течения воды в поверхностных каналах. Мы условно можем принять в качестве модели **ВДС** единый канал стока между 2 входами, вернее, входом и выходом.

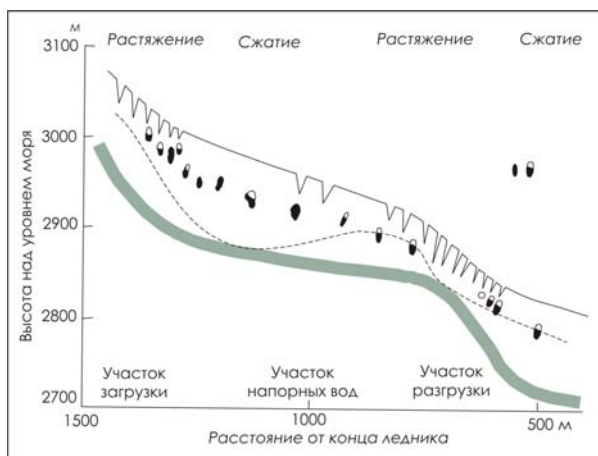


Рис. 5.9. Схема расположения водоносного горизонта по протяжению теплого ледника (по [26], с изменениями).

На рисунке 5.10А показаны возможные варианты схемы строения системы дренажа между точкой входа потока в лед и точкой ее выхода из него. Если в первом случае (Type I) вход и выход соединены прямым не ветвящимся каналом, то расходы потоков, втекающих во вход и вытекающих из выхода системы, будут равны.

Во втором случае (Type II) магистральный канал **ВДС** внутри толщи льда получает приток, а значит, расход потока на входе будет меньше такового на выходе из системы.

В третьем случае (Type III) магистральный канал имеет отток воды, что приводит к меньшему размеру вытекающего из системы потока по сравнению с втекающим. В четвертом случае у магистрального канала имеется и приток воды, и отток ее. При этом в первом случае (Type IVa) приток расположен выше по течению, чем отток, что ведет сначала к смешиванию воды из 2 каналов, а потом уже разделению смешанных вод на две части. Во втором случае (Type IVb) отток воды расположен выше притока, следствием чего будет разделение начального потока на две части, а в дальнейшем слияние воды одной из частей с водой бокового притока. В пятом случае (Type V) связь между входом и выходом является кажущейся, а в действительности они не имеют гидравлической связи. Вариантом усложнения первого случая может быть крупный внутриледный или подледный резервуар, который встречает канал на пути (Рис. 5.10В).

В этом случае инерция системы будет зависеть от размеров резервуара: чем он больше по размерам, тем дольше вода будет перемещаться от входа в систему к ее выходу. Еще больше усложнит систему гидравлическая связь магистрального канала с другой (более крупной или более мелкой) дренажной системой (например, соединение магистрального подледникового канала с

системой связанных каналов). При этом превышение гидростатического давления в магистральном канале над давлением воды в смежной системе приведет к оттоку воды из магистрального канала. И наоборот, превышение давления воды в соседней системе приведет к перетоку воды в магистральный канал.

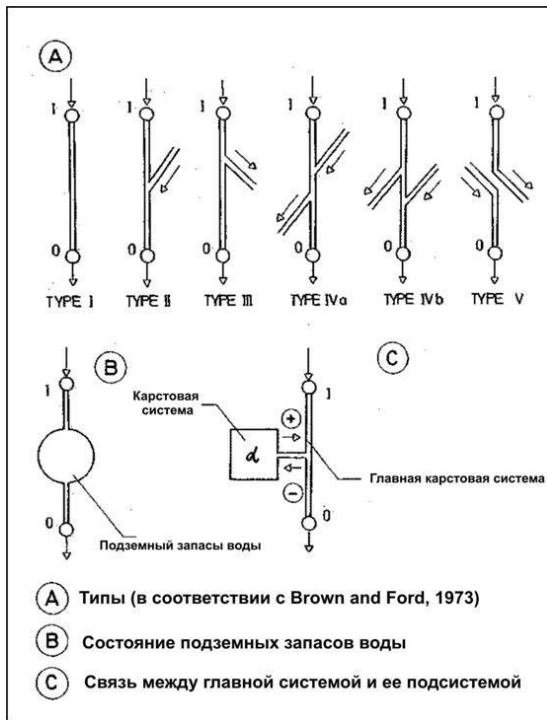


Рис. 5.10. А-С Схема, показывающая возможные типы связи между втекающей (I = inflow) и вытекающей (O = outflow) водой в карстовой водоносной системе [189].

Как видим, даже на уровне такой упрощенной схемы движения воды внутри **ВДС**, а значит, и в пределах водоносного слоя, могут быть довольно сложными. В реальных природных условиях строение **ВДС** может быть еще сложнее. Если такие потенциальные осложнения движения воды в пределах **ВДС** не учитывать при интерпретации полевых измерений скоростей движения воды и окрашивании потоков, возможны серьезные ошибки.

Исследования соотношения **ВДС** и водоносного горизонта ледников еще только начаты и, несмотря на ощутимый прогресс в этом направлении, для получения четкой картины соотношения требуется проведение дальнейших исследований.

5.1.3. **ВДС** ледников и «ледниковый карст»

Кроме понятия **ВДС**, которое охватывает все емкости с водой и воздухом в толще ледника и под ним, в литературе вновь появилось понятие «ледниковый карст» [176]. Это понятие возникло из-за внешнего подобия поверхностных и глу-

бинных форм в карстующихся породах (в частности, в известняках) и в ледниковом льду и начало впервые использоваться в конце XIX века (смотри Главу 1). Попробуем разобраться в связях и соотношениях **ВДС** и «ледникового карста».

Сначала выясним, что понимается под термином «ледниковый карст». Под ледниковым карстом мы понимаем совокупность процессов и явлений, результатом которых является развитие полостей, как на поверхности ледников, так и в толще льда и на ложе ледников. Пытаясь ответить на вопрос распространения ледникового карста в пределах ледников, мы сразу же сталкиваемся с тем, что нет однозначной трактовки распространения этого явления в трудах разных исследователей. Разные авторы «привязывают» это явление к таким частям ледника: 1) к участкам от языка до района вытаявания срединных морен [201]; 2) к языку ледника, где на поверхности льда развиты воронки и появляются вытаявающие из него моренные отложения [56, 323]; 3) к языку ледника, который покрыт обломками горных пород (*debris-covered glaciers*) [207, 373]; 4) к области чистого льда, где развиты ледниковые колодцы [168]; 5) ко всей зоне абляции [400], что касается в основном поверхностных форм «ледникового карста». Из 5 названных подходов к распространению «ледникового карста» видно, что три первых связывают с ним замороженную часть языка ледника, четвертый, наоборот, только свободную от морены область абляции, а пятый его ареной считает всю область абляции ледника. Мы будем придерживаться последнего подхода, добавив к нему, что во всей области абляции могут существовать не только поверхностные формы, но и каналы в толще ледника и подо льдом. В область развития «ледникового карста» мы также включаем и теплую фирновую зону ледников [104, 107].

Таким образом, мы видим, что «ледниковый карст» развивается преимущественно в пределах зоны абляции ледников. Он характеризуется появлением на поверхности льда своеобразного рельефа с большим количеством отрицательных форм разного порядка (от криоконитовых ямок до форм аналогичных котловинам и полям в карстовом рельефе). Особенно интенсивно холмистый рельеф развит на языках ледников с большим количеством форм аналогичных карстовым на известняках: воронок и котловин (часто с большим количеством мелких озер), исчезающих водотоков и слепых долин, естественных ледяных мостов и арок, карров, колодцев, туннелей и пещер внутри льда, крупных источников, отдельных глыб льда и остаточных отложений (абляционные тиллиты) [196, 201, 458]. Наибольшая интенсивность внешних проявлений «ледникового карста» отмечена на сильно замороженных участках малоподвижных ледников (рис. 5.11 на вкладке, 5.12 на вкладке, 5.13). Замороженность ледников связывается с воздыманием гор и ростом площадей крутостенных поверхностей, поставляющих материал для морен [114].

Несмотря на то, что на языках ледников поверхностные солифлюкционные массы стремятся нивелировать поверхность льда, заполняя собой все неровности рельефа, внутренние процессы вызывают не только таяние льда, но и вымывание рыхлых отложений, сгруживаемых с поверхности ледника в котловины, колодцы и трещины. Это, в свою очередь, вновь активизирует поверхностные процессы. Они также усиливаются после появления провалов сводов подледных полостей, что, впрочем, возможно лишь при малой толщине льда (менее 20-30 м) [84].

В средней и верхней частях зоны абляции поверхностные формы «ледникового карста» выражены не так ярко как на языке ледника (здесь преобладают исчезающие ручьи), но глубинные (внутриледные) формы развиваются достаточно интенсивно.

Таким образом, можно видеть, что понятие «ледниковый карст» охватывает поверхностные и глубинные формы в зоне абляции ледников, которые так похожие на карстовые. Как мы видели выше, понятие **ВДС** включает в себя не только глубинные формы всех проявлений дренажа в зонах абляции и аккумуляции (преимущественно в первой), но и ледниковые озера.

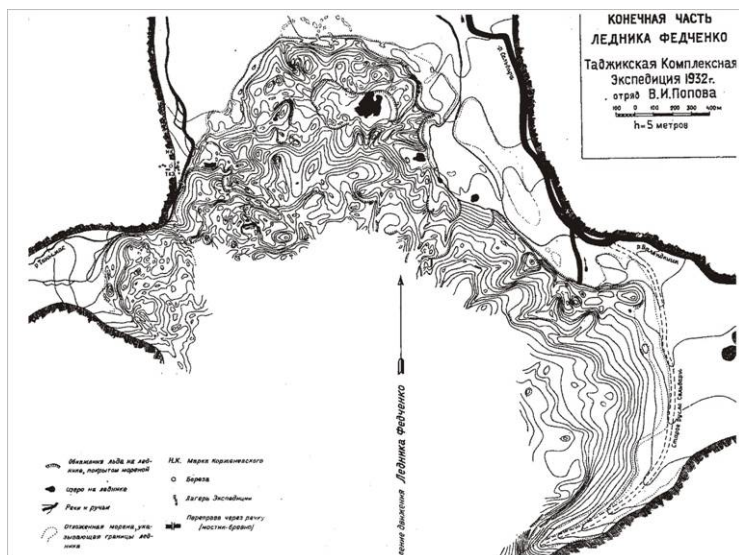


Рис. 5.13. Проявление «ледникового карста» в виде мелкохолмистого рельефа с большим количеством воронок и западин на языке ледника Федченко, 1932 г. [139].

Поскольку «ледниковый карст» охватывает также все отрицательные формы рельефа на поверхности ледников, то можно говорить лишь о неполном совпадении этих понятий. В целом можно говорить, что **ВДС** является составной частью «ледникового карста». Ниже мы кратко приведем характеристику поверхностных проявлений «ледникового карста», поскольку существует однозначная связь между его поверхностными и глубинными (**ВДС**) частями. В некоторых случаях отдельные морфологические формы «ледникового карста» могут развиваться вне области абляции ледника. Особенно это касается каналов **ВДС** [431], что связано действием аazonальных факторов, в частности стока с прилегающих к леднику склонов.

Цикл эволюции «ледникового карста»

По аналогии с известняками было предложено разделить эволюцию «ледникового карста» на стадии развития [201], хотя сами стадии и их описание были известны и ранее [71]. Цикл развития «ледникового карста» включает стадии: юную, зрелую и дряхлую. Базируясь на работах [71, 205, 206], мы раз-

делили цикл развития «ледникового карста» на 4 стадии: раннюю, юную, зрелую и дряхлую (Табл. 5.6).

Таблица 5.6

Ледниковый карстовый цикл по [201] с изменениями

	Стадии развития ледникового карста			
	ранняя	юная	зрелая	дряхлая
Поверхностные карстовые формы	поноры	поноры	воронки, котловины	карстовые окна, котловины, увала, поля,
Глубинные карстовые формы	каналы между фирном и льдом, колодцы, расширенные трещины, внутриледные каналы,	шахтообразные колодцы, внутриледные и подледные каналы	пещеры, обводненные каналы	остаточные глыбы льда
Дренаж	Преобладает поверхностный	частью поверхностный, частью внутренний	Преобладает внутренний	поверхностный (при исчезновении льда)
Толщина льда, м	150-400 и более	50-150	10-50	0-10
Поверхностные моренные отложения, толщина, м	отсутствуют	отсутствуют, кроме срединных морен, (0,01-0,1)	(0,1-> 1), нестабильны	(1-> 3), стабильны
Растительность на моренных отложениях	нет	нет	первые растения; впоследствии кустарники	травянистая и древесная растительность
Озера, чистота воды, населенность	редкие, в трещинах, холодные, прозрачные, бесплодные	довольно редкие, холодные, прозрачные, бесплодные	в воронках, холодные и илистые, бесплодные	в понижениях рельефа; изолированы от льда моренными отложениями; теплые и чистые; пресноводные растения и животные
движение ледника	активное	слабоактивное	от слабой активности до неподвижности	отсутствует

Охарактеризуем более подробно стадии развития «ледникового карста».

Ранняя стадия. Развивается в верхних частях областей абляции и в области аккумуляции, где 1) есть вода, текущая по поверхности льда или внутри снежно-фирновой толщи, и трещины во льду и фирне. 2) притоки воды с прилегающих территорий; 3) притоки воды из приледниковых озер.

Юная стадия. Развивается в средней части зоны абляции там, где 1) появляются первые срединные морены, которые существенно контролируют поверхностные водотоки; 2) хорошо развита **ВДС**;

Зрелая стадия. Развивается в нижних частях зон абляции там, где: а) моренный покров изолирует лед, и его таяние фокусируется вокруг углублений в ледниковой поверхности; б) поверхностные водотоки практически отсутствуют, поскольку вода поглощается в толщу льда; в) внутренняя дренажная сеть хорошо развивается, так что туннели во льду могут расширяться при свободном течении талых вод; г) лед достаточно тонок или внутриледные каналы располагаются близко к дневной поверхности, так что каналы не закрываются из-за действия пластической деформации льда в холодный период года, характеризующийся малыми расходами водотоков (рис. 5.14) [176].



Рис. 5.14. Блок-диаграмма, показывающая развитие зрелой и дряхлой стадии «ледникового карста» [323]. а-б) зрелая стадия; в) дряхлая стадия. 1 – полосы обломков в ледниковом льду; 2 – гребни с ледяным ядром; 3 – троогообразная долина; 4 – тающие обрывы чистого льда; 5 – оплывины обломков (солифлюкция); 6 – трещины, расширенные таянием; 7 – подледные каналы; 8 – воронки; 9 – обрушенный свод туннеля; 10 – воронка, расширенная таянием и обрушением; 11 – озеро, расширяющееся за счет таяния на бортах; 12 – мертвый лед; 13 – холмистая равнина, свободная ото льда; 14 – поверхностные ледниковые отложения; 15 – озера; 16 – подледниковые отложения.

Там где продолжительное время остаются открытыми крупные подледные каналы, может происходить обрушение их сводов. Развитие «ледникового карста» может поддерживаться на активно движущихся языках ледников, если скорость таяния поверхности льда достаточно высока.

Поскольку слой моренных отложений более 7-10 см толщиной сдерживает таяние льда [128], оно концентрируется преимущественно в местах, где моренный покров нарушен: на стенах ледниковых колодцев и на склонах воронок и озерных котловин. Склоны вокруг таких углублений становятся слишком крутыми, чтобы удерживать моренные отложения, так что здесь обычно обнажается чистый лед и скорости его таяния максимальны. Это связано с воздействием на лед как солнечной радиации и тепла воздуха, так и воды, прогревающейся на солнце. Это видимо один из наиболее важных компонентов потери вещества (абляции) в нижних частях ледников, покрытых моренным чехлом, таких как Кхумбу (Непал) [310] или Тасман (Новая Зеландия) [315].

Кроме того, оказалось, что вода в озерах получает тепла значительно больше, чем лед, покрытый моренным чехлом. Так, измерения на ледниках Гималаев показали, что вода получает примерно в 7 раз больше солнечной энергии, чем поверхность льда под даже незначительным слоем моренных от-

ложений [415]. Именно поэтому озера на заморенных участках ледников так быстро растут.

Дряхлая стадия. Развивается на мертвом льду, который сохраняется лишь отдельными массивами, погребенными под толщей моренных отложений. Развита внутриледные и подледные каналы, многочисленные озерные котловины, которые быстро изменяют свою форму. Водотоки текут между массивами мертвого льда, принимая притоки, текущие под мертвым льдом. Стадия длится до полного уничтожения льда.

На языках ледников (начиная от края льда) можно видеть переход от стадии дряхлости через стадию зрелости и молодости к ранней стадии развития «ледникового карста». В зависимости от уклонов поверхности ледников, их активности ширина зон, соответствующих каждой стадии развития «ледникового карста» будет различной. На движущихся (наступающих) ледниках набор этих стадий будет неполным, а чаще всего обнаруживается только молодая и ранняя стадии развития «ледникового карста».

В зависимости от активности ледников размеры зон «ледникового карста» будут различаться. На Рис. 5.15 показаны относительные размеры разных зон в ледниках, имеющих разную степень активности.

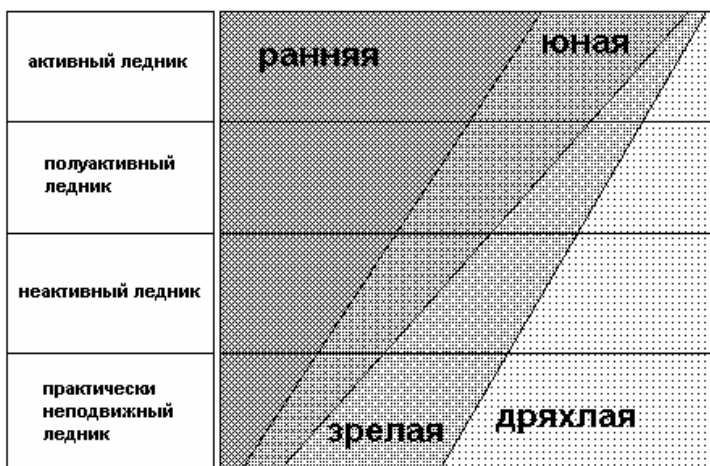


Рис. 5.15. Изменение относительных размеров зон «ледникового карста» в ледниках разной степени активности.

Кроме того, как показано в работе [176], «ледниковый карст» может возникать на языках пульсирующих ледников в течение периода, когда после быстрой подвжки язык ледника остается неподвижным в течение длительного времени.

Сценарии развития «ледникового карста»

Если ранняя, юная и дряхлая стадии проходят на разных ледниках примерно по одному сценарию, то зрелая стадия «ледникового карста» может проходить по нескольким сценариям. Можно выделить такие сценарии зрелой стадии развития «ледникового карста»: озерный, «сухой» и промежуточный.

Озерный сценарий зрелой стадии развития «ледникового карста» возникает при подпруживании края ледникового покрова приледниковым озером, грядой конечной морены или выступом ложа (рис.5.16).

И то и другое характеризует отступающие ледники и ледниковые покровы (в том числе, и в прошлом). В понижениях холмисто-грядового рельефа на поверхности ледника возникает огромное количество озер. Несмотря на большую толщину моренного покрова (до 3 м), крутые края озерных ванн не могут удержать моренные отложения, в результате чего здесь обнажается чистый лед. Котловины быстро разрастались вширь и вглубь и, наконец, врезались до уровня подпруживающего приледникового озера и далее.

После этого во всех крупных котловинах на поверхности ледника вода стояла примерно на одном уровне, поскольку они соединялись каналами **ВДС**. Расширение озер в стороны было связано как с движением воды по каналам **ВДС**, так и с таянием стен озерных котловин.

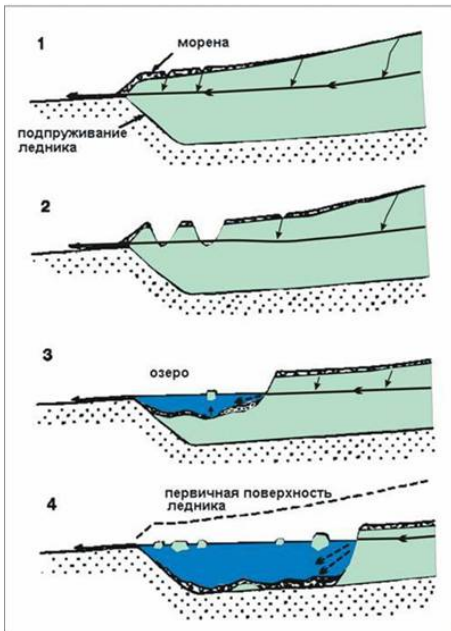


Рис. 5.16. Озерный сценарий зрелой стадии «ледникового карста», подпруживание языка ледника выступом ложа [315].

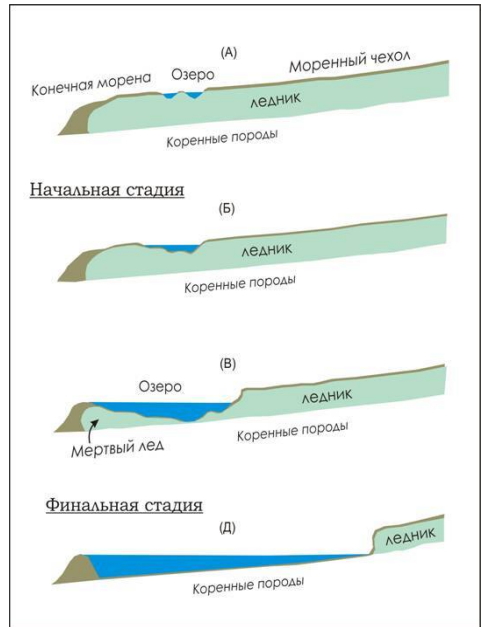


Рис. 5.17. Озерный сценарий зрелой стадии «ледникового карста», подпруживание языка ледника конечной мореной [479].

Это приводило к тому, что котловины начинали объединяться, разрушая внутриледные каналы и создавая крупные водоемы. На определенном этапе развития появляются крупные озерные котловины, в которых кроме таяния льда, начинался облом айсбергов. Огромное число внутренних озер многократно увеличивало площадь соприкосновения льда с водой (кроме берегов многочисленных озер вода контактировала со стенками соединяющих их подледных и внутриледных каналов). Углубление озер за счет отрыва обломков

льда на дне озер вело к их углублению и усилению облома айсбергов по краям озер. Разрастание озерных котловин могло быть причиной разрушения сплошности краев ледников и ледниковых покровов в прошлом.

Например, развитие «ледникового карста» на леднике Тасман (Новая Зеландия) за 40 лет прогрессировало до стадии, когда мелкие воронки увеличились до размеров довольно крупных наледных озер. В работе [315] показано, что развитие таких озер связано с присутствием обратного уклона ложа на языке ледника, что обуславливает высокое положение базиса эрозии для внутриледного дренажа. Начальный рост озерных котловин происходил из-за таяния льда на их склонах (попятная убыль, т.е. рост диаметра озера), но когда глубина озера достаточно увеличилась, лед на дне озера становился чрезвычайно нестабильным, что приводило к отрыву блоков льда от дна и их всплыванию [403]. Разрушение ледяного дна озера увеличивало его глубину и инициировало образование айсбергов на бортах озера (кальвинг). Быстрое разрушение льда было связано с ростом озера, и оно происходило все возрастающими темпами из-за роста площади соприкосновения льда и воды при увеличении периметра озера и из-за усиления кальвинга с ростом и углублением озера. Приращение диаметра озер на леднике Тасман во второй половине 20 века составляло до 12 м/год. На леднике Мартин Ривер (Аляска) с 1950 по 1963 гг. площадь наледникового озера возросла вдвое [403].

В случае подпруживания края ледникового покрова конечной мореной мелкие озерные котловины на поверхности ледника стремились слиться вместе, образуя сначала более крупное наледное, а впоследствии и краевое приледниковое озеро (рис.5.17).

Примерами моренного подпруживания края ледника могут быть озера у языков ледников Северный Иньльчек (Тянь-Шань) [87] и Тракардинг (Гималаи) [479]. Оценки скорости приращения длины озера на леднике Северный Иньльчек показали, что она достигает 100 м/год [87]. Скорость прирастания озер, расположенных у языков ледников Кавказа составляет 1,5-15 м/год [46]. Примером роста площади морено-подпрудного озера может также служить озеро Брефьерна у языка ледников Восточный и Западный Гренфиорд (Шпицберген). В 1936 г. это озеро еще не существовало, а в 2000 г. его площадь достигала приблизительно 2 км², что соответствовало средней скорости расширения озера не менее 0,03 км²/год.

«Сухой» сценарий. Для заморененных участков ледников характерно наличие большого количества ледниковых колодцев и котловин с ледяными стенками. Несмотря на то, что моренный чехол защищает поверхность льда от таяния, интенсивное таяние льда продолжается на стенах котловин, колодцев и трещин, в которых возникают временные озера. Поскольку вся вода проваливается сквозь лед, широкое распространение получают внутриледные и подледные каналы **ВДС**. Расширение каналов происходит как за счет воздействия водных потоков, которое особенно усиливается во время паводков, так и за счет движения потоков воздуха. Обрушение сводов полостей приводит как к возникновению нового понижения поверхностного рельефа, так и к увеличению площади контакта подледных потоков со льдом. Провал моренного материала в подледные потоки способствует его выносу за пределы ледяного массива.

На этапе разрушения сплошности краев ледников и ледниковых покровов, когда котловины пронизывали лед насквозь до ложа и в них время от времени возникали временные озера, мог включаться дополнительный механизм разрушения льда. В этом случае по периметру котловины происходило постоянное обрушение льда, отделяемого от основного массива кольцевыми трещинами (Рис. 5.18).

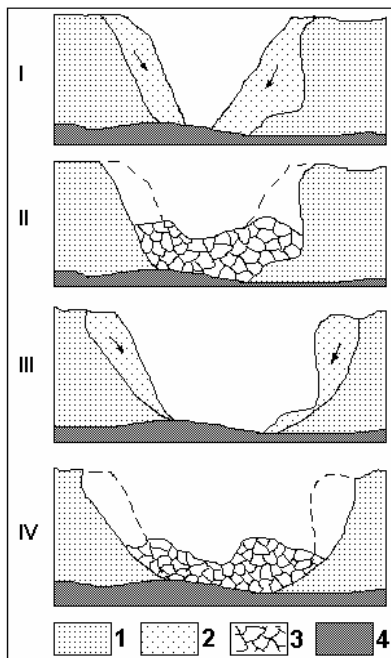


Рис. 5.18. Развитие котловины по сухому сценарию зрелой стадии «ледникового карста»: I-IV – последовательность развития котловины. Пунктир – предыдущее положение ледяного обрыва, стрелки – направление перемещения льда. 1 – ледниковый лед, 2 – обрушивающиеся массы льда, 3 – массы обрушившегося льда, 4 – ложе ледника.

Современные аналоги сухого сценария зрелой стадии «ледникового карста» выявлены на ледниках Южный Иньльчек (Тянь-Шань) [95], Федченко (Памир) [139], Колка (Кавказ) (рис. 5.19 на вкладке), на Гималайских ледниках [177].

Скорость роста котловин, возникающих на поверхности ледников, очень высока (прирост диаметра до 100 м в год), как это отмечалось при разрушении ледяного завала ледника Колка в 2002-2003 гг. На леднике Нгозумпа в Гималаях отмечено неравномерное расширение котловин, причем скорости их расширения достигали 30-50 м в год [177] (Рис. 5.20).

В качестве одного из примеров сухого сценария зрелой стадии развития «ледникового карста» может служить так называемый «провал» на языке ледника Башкара (Кавказ) (Рис. 5.21 на вкладке).

Промежуточный сценарий сочетает в себе оба предыдущих, когда в разные периоды времени работают то один, то другой сценарии развития «ледникового карста». Можно предположить, что при разрушении ледниковых покровов в прошлом работал именно промежуточный сценарий.

тина была отмечена в долине Геналдона в 2003 г., когда всего через год после катастрофы на ледово-моренном массиве Колки была обнаружена зрелая стадия развития «ледникового карста» (по крайней мере, вдоль транзитного водотока). Именно столь быстрое развитие «ледникового карста» способствует быстрой деградации замороженного льда. В.Г. Ходаков [148, с. 168] так же был согласен с тем, что развитие «термокарста» ускоряло распад мертвых льдов по сравнению с расчетным, но не предполагал, что настолько.

Распространение «ледникового карста»

«Ледниковый карст» это достаточно широко распространенное явление. Он был обнаружен на большом количестве ледников во всем мире: на Аляске [201, 414, 454, 455], Исландии [168, 213, 323], на Шпицбергене [100, 102, 108, 112, 246, 258, 320, 395-397, 423], на севере Канады [293], в Швеции [282, 443-445], Кавказе [97, 111, 361], Альпах [385, 406], на Алтае, в Средней Азии [56, 86, 87, 127, 139, 168], в Гималаях [83, 177, 310], в Андах [162, 168], в Новой Зеландии [315], Гренландии [370, 406] и Антарктиде [143, 222, 363] и других местах. Отсутствие, какого либо региона в списке просто означает недостаточное количество исследований в этом районе. «Ледниковый карст» является важной, а возможно и неотъемлемой частью в процессе разрушения большинства теплых и политермальных ледников, особенно если они находятся в стадии деградации. Кроме того, в прошлом, по-видимому, «ледниковый карст» играл не последнюю роль и в разрушении огромных ледниковых покровов, развитых на севере Евразии и Северной Америки, ускоряя процесс дегляциации (освобождения поверхности материков ото льда) в позднеледниковое время.

Как видим развитие «ледникового карста» во многом определяет характер эволюции каналов **ВДС**. Поэтому все проанализированные этапы формирования каналов **ВДС** (смотри выше) могут быть рассмотрены с общих позиций – с позиций «ледникового карста». Отдельные участки каждой **ВДС** в течение своего существования проходят определенные этапы развития в соответствии с этапами развития «ледникового карста» от ранней стадии до стадии дряхлости. Возможно несколько вариантов перехода от одной стадии развития «ледникового карста» к другой: 1) в перемещающемся леднике; 2) в неподвижном леднике. В первом случае при стабильном положении высоты границы питания ледника происходит эволюционное смещение участков **ВДС** от места зарождения в сторону языка ледника. То есть **ВДС** в ранней стадии развития смещается вниз по леднику, превращаясь сначала в юную, а затем в зрелую стадию. Тоже происходит и с другими стадиями развития «ледникового карста». В стабильных ледниках **ВДС** в ранней стадии развития формируется примерно в одном месте ледника в течение длительного периода. Тоже относится и к другим стадиям развития **ВДС**, которые постепенно смещаются в сторону языка ледника, на место полностью исчезнувшего льда. В этом случае границы зон развития «ледникового карста» остаются примерно на одном и том же месте. При понижении высоты границы питания происходит перемещение всех зон вместе с ледником, что соответствует продвижению границ всех зон в сторону языка ледника.

При отступании края ледника и повышении высоты границы питания происходит прогрессивное продвижение границ всех зон в сторону верховьев ледника. Когда процессы формирования «ледникового карста» охватят всю поверхность ледника, дальнейшее сокращение размеров ледника приведет к

сокращению размеров верхней зоны «ледникового карста» (ранняя стадия), которое при продолжающемся потеплении приведет к полному выпадению этой зоны. Так последовательно может сокращаться количество зон, пока не останется одна (дряхлая стадия), после чего ледник полностью исчезнет.

В пульсирующих ледниках все происходит сложнее. В стадию восстановления на леднике сверху вниз будут развиваться все этапы развития «ледникового карста» от ранней стадии до стадии дряхлости. Во время подвижки вся структура развития «ледникового карста» будет полностью разрушена. Поскольку таяние льда в период пульсации не прекращается, а существовавшие пути оттока воды были разрушены в результате подвижки, это может стимулировать локальное накопление воды в подледных резервуарах и возможный резкий выброс ее из-под ледника в период пульсации. После подвижки **ВДС** начинает восстанавливаться на всем протяжении зоны абляции. В это время вся территория зоны абляции будет находиться в ранней стадии развития «ледникового карста». Однако интенсивность развития «ледникового карста» достигнет наибольших значений в нижней зоне мертвого льда, где этому будет способствовать особенности местного климата (наиболее теплое в пределах ледника), сильная заморенность поверхности ледника, густая трещиноватость, пересеченная поверхность ледника, что обеспечивает быстрое развитие многочисленных озерных котловин и их интенсивное разрастание. Поэтому в нижней части ледника «ледниковый карст» проходит развитие гораздо более быстрыми темпами, чем в остальных частях ледника. Это приведет к тому, что через некоторое время в пределах ледника появится возможность выделить сначала две, потом три и, наконец, все 4 зоны развития «ледникового карста». Усиленное развитие «ледникового карста» в области отмершего льда способствует ускоренной его деградации, подготавливая почву для новых подвижек ледника.

5.1.4. ВДС и пульсации ледников

Накопление воды на ложе ледника, причины которого до конца не известны, вызывают быстрые подвижки ледников (сёрджи) [39, 176]. Пульсирующим называют ледник, которому свойственны резко выраженные релаксационные колебания, приводящие к перестройке его динамического режима и перераспределению в нем вещества без изменения общей массы. Динамическая неустойчивость ледников обусловлена взаимодействием внешних факторов с реологическими свойствами льда, что приводит к периодическим колебаниям с большой амплитудой скорости движения ледников. Во время пульсаций скорости движения льда возрастают в десятки и сотни раз, поверхность ледника покрывается густой сеткой трещин, а язык ледника смещается на значительное расстояние. Происходит подвижка льда, после которой толщина ледника в зоне абляции увеличивается, а в зоне аккумуляции уменьшается [327]. В период быстрых подвижек ледников поверхностная и внутренняя дренажные системы ледника полностью разрушаются. Весь поверхностный сток сразу же поглощается возникающими многочисленными пересекающимися трещинами, а расстояние пробега воды по поверхности льда становится минимальным и не превышает нескольких метров. При этом вода в большинстве случаев не успевает собираться в русла и течет внутри коры таяния до ближайшей трещины (поверхностный сток как бы исчезает).

В течение подвижки **ВДС** представляет собой густую объемную систему огромного числа рассредоточенных мелких каналов, образованных по пронизывающим ледник многочисленным пересекающихся трещинам. Это как бы объемный лабиринт сильно переплетающихся мелких каналов и расширенных трещин, образовавшихся по контактам раздробленных блоков льда. В течение подвижки **ВДС** непрерывно изменяется – одни ее элементы появляются, а другие исчезают. При этом одни каналы стока расширяются, в других каналах перекрывается путь движения воде и происходит ее местное накопление, но зато возникают новые трещины, открывая воде возможность движения в другом направлении. **ВДС** стабилизируется только после остановки ледника. Из-за пластической деформации количество водопроводящих трещин внутри ледника начинает сокращаться, и к наступлению зимы **ВДС** будет представлять собой систему ориентированных в вертикальном направлении трещин, густота которых с глубиной будет уменьшаться. При этом наиболее вероятно проникновение этой системы внутриледного дренажа вплоть до ложа ледника, где движение воды вдоль контакта трещин и ложа стимулирует формирование многочисленных конкурирующих путей движения воды к языку ледника. В течение зимы, когда поверхностный сток прекращается, **ВДС** будет некоторое время функционировать за счет запасов воды внутри трещинной системы ледника, а по мере сработки запасов вод в трещинах каналы начнут уничтожаться пластической деформацией льда. После зимы большая часть каналов **ВДС** в верхней приповерхностной зоне ледника будет залечена при промораживании ледяной толщи и попадании воды в эти промороженные трещины. В результате, на поверхности остановившегося языка ледника на месте трещин возникает множество замкнутых озерных котловин, собирающих талые воды сначала со стен трещин, а в дальнейшем с окрестных районов ледника. Озера при заполнении начинают сливать воду в соседние котловины, формируя каналы поверхностного стока, глубоко врезанные в лед. Количество поглотителей воды (поноров) резко понижается. Поэтому на этой стадии пульсирующие ледники очень хорошо распознаются на аэро- и космофотоснимках по характерному густо петельчатому рисунку поверхностной гидросети и многочисленным мелким озерам на поверхности льда. Мы считаем этот признак пульсирующих ледников одним из наиболее важных при дистанционных исследованиях. Анализ аэроснимков показывает, что продолжительность такой стадии на разных ледниках может быть различной. На леднике Фриггоф (Шпицберген) только половина ледника через 8 лет после подвижки сохранила петельчатый рисунок поверхностной гидросети, в то время как на второй уже отчасти восстановилась нормальная картина древовидного строения русел стока. На леднике Брёсвель на Северо-Восточной Земле (Шпицберген) петельчатый рисунок поверхностной гидросети сохранился до сих пор со времени его последней подвижки в 1937-1938 гг.

Пройдут годы или десятки лет, пока поверхность ледника не выровняется, и поверхностная система дренажа не превратится в обычную древовидную систему сброса талых вод. **ВДС** на пульсирующих ледниках может возникать как в пределах области мертвого льда на языке ледника, так и в других частях ледника, также как она возникает и на других ледниках. Основой для зарождения **ВДС** на пульсирующем леднике являются трещины между ледяными блоками, возникшими после подвижки. В отличие от других ледников **ВДС** пульси-

рующего ледника, если она возникает в процессе подвижки, имеет особое строение. Для такой **ВДС** будут характерны вертикальные каналы (колодцы), которые ведут прямо или ступенчато в подледниковую систему дренажа, что определяется большим количеством трещин, возникающих в процессе подвижки, и пронизывающих все толщу льда вплоть до ложа. Если заложения **ВДС** по какой-либо причине не произойдет в течение подвижки и в первый год после нее, когда некоторые трещины могли оказаться незалеченными и стали поглощать зарегулированный сток ледниковых озер, то **ВДС** появится только через некоторое время, когда ледник возродится и возобновит движение, и на нем станут появляться поперечные трещины, как на обычных ледниках. В таком случае возникнет такая **ВДС**, которая характерна для обычных (не пульсирующих) ледников.

Без сомнения, вода играет ведущую роль в провокации подвижки ледников, она также имеет и большое значение при залечивании трещин ледников после подвижки. Однако, каков механизм накопления воды под ледником и какое участие принимает в нем дренажная система ледника пока до конца не известно.

К сказанному выше следует добавить, что вода, движущаяся или накапливающаяся в каналах **ВДС**, является не только возможной побудительной причиной создания напряжений в ледниковых толщах, разрядка которых выражается в быстрых подвижках ледников. Возобновляющееся движение воды в каналах **ВДС** после того, как она накапливалась в ледниковых емкостях, способствует снятию напряжений, возникших внутри ледниковой толщи. Это может предотвращать возможные пульсации ледников. Иными словами, широкое развитие каналов **ВДС** в ледниках, по-видимому, является показателем стабильности ледников по сравнению с теми, у которых **ВДС** отсутствуют или находятся в зачаточном состоянии.

5.1.5. **ВДС** и прорывы ледниковых озёр

Наибольшее участие дренажные сети ледников принимают в прорывах приледниковых, ледниково-подпрудных и наледниковых озер. Прорывы наледниковых озер происходят чаще всего в ледниковые трещины, которые либо существовали или возникают в пределах озерной котловины, либо в ее окрестностях. В трещины вода стекает по руслам поверхностных водотоков или дренируется непосредственно из озерного бассейна. По трещинам вода проникает в существующую **ВДС** ледника. На некоторых полярных ледниках именно сброс вод наледниковых озер стимулирует образование и рост ледниковых колодцев, которые доразвивают **ВДС** ледника (ледник Оватсмарк, Шпицберген) [102, 106]. Возможно, это связано с зарегулированностью стока воды из озер, что обеспечивает равномерное питание возникающих вновь элементов **ВДС** (по системам трещин), что особенно важно именно при расширении узких участков слабо раскрытых трещин в толще льда. После формирования первичного канала, соединяющего трещину с уже существующей **ВДС** ледника, зарегулированность стока теряет свое значение. Как раз к этому времени происходит полный сброс воды из озера. Обычно наледниковые озера имеют небольшие размеры, и потому сброс воды из них не всегда успевает произвести значительной работы по расширению поверхностных или внутренних каналов. Поэтому не все прорывы наледниковых озер могут обеспечивать достаточное

развитие каналов **ВДС**. С другой стороны, если канал прорыва воды в существующую **ВДС** сформировался, это знаменует прекращение существования наледникового озера.

Сброс воды из ледниково-подпрудных озер может происходить в пределах ледника по поверхностным, внутриледным или подледным каналам, по их сочетанию, а также каналам, расположенным на контакте горных пород и льда, или по каналам, расположенным вне ледника. Широко известно ледниково-подпрудное озеро Мерцбахера в Тянь-Шане [26, 88 и др.]. Есть такие озера в Исландии, Гренландии, на Аляске, на Шпицбергене и в других ледниковых районах [176]. Озера этого типа с периодичностью от одного до нескольких десятков лет катастрофически быстро опорожняются за короткое время (2-10 дней). Сброс озер происходит по вновь возникающим или чаще по уже существующим каналам стока. После наполнения озера вода по трещинам во льду (или по контакту с ложем) находит путь в **ВДС** ледника. Огромные скорости течения воды и колоссальная энергия, высвобождающаяся при этом, приводит к существенному расширению каналов сброса воды до первых десятков метров в диаметре. Обрушение ставших неустойчивыми сводов таких каналов приводит к выносу водой из-под ледника большого количества ледяных обломков, что стимулирует дальнейшее обрушение сводов внутриледных и подледных галерей. За исключением выноса ледяных обломков, работа по расширению каналов, совершаемая водой во время прорывов ледниково-подпрудных озер, принципиально не отличается от работы, выполняемой поверхностными или внутренними водотоками ледника того же суммарного объема. Разница заключается только в том, что потоки сброса вод ледниково-подпрудных озер чаще всего локализируются в единичных каналах и эта работа осуществляется в течение очень короткого времени. Следует добавить, что в период максимального наполнения ледниково-подпрудных озер (особенно крупных) в теле ледника возникают значительные напряжения, разгрузка которых во время прорыва озера приводит к формированию целой сети дополнительных трещин, а иногда и к активизации движения ледника. А поскольку часто прекращение сброса воды из таких озер сопровождается обрушением канала сброса вод, который в некоторых случаях может совпадать с основной или одной из главных дрен **ВДС** всего ледника, то это может привести к временному нарушению стока через ранее существовавшую **ВДС**. Следствием этого может стать возобновление или некоторая перестройка всей системы внутреннего и поверхностного дренажа ледника ниже озера. Таким образом, сброс воды из ледниково-подпрудных озер может приводить к изменениям в сложившейся ранее системе дренажа ледника, а иногда и к активизации его движения.

Прорывы приледниковых озер, расположенных не на языке ледника мало отличаются от прорывов ледниково-подпрудных озер. Поскольку чаще всего такие озера не обладают значительными размерами, то сброс воды из них происходит обычно через маргинальные поверхностные и внутренние каналы. А воздействие сбросов вод таких озер может выражаться в изменении системы маргинального стока после прорыва озера. Таким образом, воздействие приледниковых озер на ледник выражается в гораздо меньших масштабах, чем в случае ледниково-подпрудных озер. Влияние на ледник приледниковых озер, расположенных у языков ледников, еще меньше. Для таких озер характерны вертикальные обрывы льда на берегах озер, которые поддерживаются в таком

состоянии в результате откола айсбергов (кальвинга). Поскольку сброс воды из таких озер происходит по маргинальным каналам или при размыве моренных отложений, то непосредственного влияния прорыв таких озер на ледник оказывать не будет. Тем не менее, после сброса воды их такого озера возможно усиление кальвинга и активизация движения льда на языке ледника из-за уменьшения подпирающего воздействия воды на ледяные берега.

В некоторых случаях отмечаются зимние выбросы воды из-под ледников, как это наблюдалось на краю Гренландского щита [413]. Эти выбросы воды обычно связываются с прорывами ледниково-подпрудных озер, подледниковым и внутриледниковым стоком из емкостей, возможно расположенных вдали от края ледникового покрова. Как эти прорывы связаны со строением ледников и как они воздействуют на ледники пока не известно.

Особняком стоят прорывы вод из подледниковых резервуаров вулканических районов (Исландия). Сброс воды из подледниковых озер осуществляется по тем же законам, что и для ледниково-подпрудных озер [378]. Воды, сбрасываемые из таких озер, могут частично использовать уже существующие каналы **ВДС** или создают такие каналы сами. Возникшая система дренажа после сброса вод из озера полностью уничтожается под действием обрушений сводов и пластической деформации льда. При следующем прорыве, до которого проходит, как правило, несколько лет, каналы **ВДС** создаются вновь [184]. Без сомнения, возникающие при этом катастрофические паводки не только производят геоморфологические изменения ледников (образование обширных кальдеронов над озерами), но и активизируют движение выводных ледников.

Как мы видим, ледниковые озера участвуют в жизни ледника и оказывают воздействие на его дренажную систему, если они расположены в пределах ледника или подпруживаются им.

5.1.6. Взаимное влияние ледников и их **ВДС**

Влияние **ВДС** на ледник заключается в следующем:

- *отепление льда, что происходит в политермальных ледниках при протекновении воды сквозь толщу холодного льда.* Вокруг каналов возникает слой теплого льда, что не сказывается на пластической деформации, т.к. слой этот достаточно тонок (согласно нашим расчетам, он составляет первые метры), но, в тоже время, увеличивает возможности для расширения канала водой или за счет обрушения сводов. В вадозных каналах происходит частичное отепление льда в той части, где вода контактирует со льдом, что способствует врезанию канала в лед.

- *Напряжения внутри льда.* Вода, проникая в многочисленные трещины и каналы во льду, создает напряжение внутри ледяной толщи. Особенно это заметно в весеннее время, когда начинается таяние снега и льда на поверхности ледника, а движение воды через каналы **ВДС** еще затруднено из-за их недостаточной проработанности и частичной перекрытости обвалами и под действием пластической деформации. Это вызывает явно слышимое потрескивание льда, возникновение фонтанов и ускоренное движение льда [29].

- *Создание емкостей и каналов внутри льда и на контакте с породой.* В процессе развития **ВДС**, когда толща льда оказывается пронизанной активными и неактивными открытыми трещинами, а также каналами и полостями на ложе ледника, неизбежно увеличивается эффективная пористость (вернее

пустотность) льда, которая может достигать нескольких процентов. В процессе развития и эволюции **ВДС** и ее элементов в отмирающих частях системы возникают полости, заполненные водой, которые в водообмене системы временно не участвуют (или участвуют в неполном объеме, т.е. их связь с каналами активной **ВДС** затруднена). Эти емкости могут существовать как короткое (несколько дней), так и длительное время (недели, месяцы, а иногда и годы). Очень характерно возникновение внутри и подледных емкостей в деструктивную фазу развития **ВДС** в зимнее время. Емкости **ВДС** могут иметь самые разные размеры от очень небольших (заполненные водой водобойные ямы, подпруженные и сифонные участки каналов) до обособленных участков **ВДС** и крупных внутриледных и подледных озер. Одним из специфических примеров подобных полостей могут быть подледные озера под ледниковой шапкой в Исландии, которые возникли под действием вулканического тепла или при извержении вулканов [184].

- *Стимуляция пульсаций ледников.*

- *Усиление абляции на заморенных (бронированных) языках ледников за счет интенсивного развития «ледникового карста».*

- *Перераспределение воды в леднике.* Если в холодных ледниках вода в толще льда полностью отсутствует (вернее, может попадать в толщу льда и под ледник на короткое время, после чего замерзает), то в теплые и политермальные ледники содержат воду в толще льда в том или ином количестве. В условиях подпруживания вся зона транзита, т.е. нижняя часть **ВДС** бывает полностью заполнена водой в течение сезона абляции. Каналы **ВДС** служат для сброса поверхностных талых вод через толщу льда к языку ледника. В течение сезона абляции каналы существующей **ВДС** являются дренами, которые служат базисом эрозии для вновь возникающих каналов – притоков. В зимний период каналы **ВДС** являются хранилищами талой воды, которая помогает сохранить фрагменты **ВДС** в неблагоприятный для развития периода года. Еще большее наполнение водой этих изолированных участков **ВДС** создает напряжения в толще льда и стимулирует движение ледника, что позволяет воде восстановить прерванные связи между основными элементами **ВДС** по сети соединяющих их трещин.

- *отвод части поверхностной абляции (энергии) внутрь ледника.* Одним из агентов абляции на поверхности ледника являются талые воды. Отвод талых вод в толщу льда неизбежно приводит к уменьшению влияния талых вод на понижение поверхности льда. При этом вся энергия водных потоков отводится в толщу льда. Во-первых, это тепловая энергия водных потоков, которая начинает работать в толще льда, способствуя расширению каналов. Во-вторых, это энергия, возникающая при переходе потенциальной энергии потока в кинетическую. И а и другая энергии могли быть использованы на понижение поверхности льда, но в связи с отводом вод в глубину льда эта энергия используется на расширение внутриледных и подледных каналов. На активных ледниках внутренняя абляция не превышает 10% от поверхностной абляции, а чаще всего имеет меньшие размеры. На языках ледников, где поверхность льда бронирована толстым слоем моренных отложений поверхностная абляция начинает играть подчиненную роль. При этом интенсивное развитие «ледникового карста» способствует локальному усилению поверхностной абляции (смотри раздел 3.6.) и выводу внутренней абляции в лидирующее положение. На таких

участках ледников внутренняя абляция многократно превышает поверхностную.

- *восстановление сплошности льда.* Вода, проникающая в трещины и полости **ВДС** в начале сезона абляции, стремится залечивать их, что определяется запасом холода ледяной толщи (сезонного в верхнем слое теплых ледников и постоянного в верхнем слое льда политермических ледников). На примере ледника Южный Иныльчек установлено, что, как правило, залеченные льдом трещины (даже если они залечены льдом частично) никогда не активизируются в процессе движения ледника, а новые трещины возникают по соседству. Залечивание широко раскрытых трещин происходит только в их верхней части, а трещины, закрытые снежными мостами наращивают на стенах небольшой слой льда в местах ее просачивания или способствуют формированию большого количества ледяных сталактитов на стенах. Запас холода в стенах колодцев способствует формированию слоя натечного льда по всей длине колодца, толщина которого зависит от запаса холода в толще льда. В полуактивных и мертвых колодцах политермических ледников нарастание льда на стенах продолжается в течение всего сезона абляции за счет вод, поступающих в колодцы из коры таяния. С наступлением сезона абляции каналы **ВДС** неглубокого заложения начинают заполняться льдом. В отдельных случаях запаса холода льда может хватить, чтобы полностью блокировать суженные участки каналов. Залечивание полостей происходит и тогда, когда они потеряли основное питание водой.

- *создание и снятие напряжений в теле льда при весеннем возрождении каналов **ВДС**.*

- *создание и снятие напряжений в теле льда при пропуске вод озер через каналы **ВДС**.* Заполнение озерной котловины создает нагрузку на тело ледника. Если эта котловина расположена сбоку от тела льда, то возникает боковое давление, а под действием гидростатического давления не только прилегающая к озеру часть ледника может всплывать, но при определенной ситуации создавать путь движения воды под ледником [378], по которому вода может сбрасываться из озерной котловины. При этом напряжения во льду растут с увеличением гидростатического давления. Прорыв озера приводит к резкому падению гидростатического давления, опусканию всплывшей части ледника и перекрытию возникшего канала сброса воды пластической деформацией льда. Исчезновение гидростатического давления способствует разгрузке напряжений в толще льда, что может проявляться в ускорении движения льда или возникновении новых трещин. Разгрузка наледниковых озер, которые являются более пассивными, оказывает меньшее влияние на ледники в заполненном и опорожненном состоянии из-за их небольших размеров. Озера на языках ледников при достаточной глубине способствуют всплыванию части языка или стимулируют отел айсбергов, что разгружает язык ледника. Это может стимулировать движение льда, если это не язык ледника после пульсации. В последнем случае происходит быстрое разрушение языка ледника. Прорыв морено-подпрудного озера может убрать преграду движению льда в виде подпруживающего влияния озера, что может способствовать разгрузке напряжений в толще льда, которое проявится в ускорении движения ледника.

Влияние ледников на ВДС:

- *подавление развития ВДС при активизации ледников.* При активизации ледников силы, смыкающие полости, преобладают над силами расширения каналов (т.е. над таянием стен каналов). При этом происходит быстрое смыкание каналов, и разделение **ВДС** на изолированные части при потере питания летом или прекращении питания осенью. Чем быстрее движется ледник, тем меньше густота каналов в толще льда и под ледником будет характерна. С другой стороны, быстрое движение ледника благоприятно для формирования систем связанных полостей за выступами коренного ложа. Таким образом, чем быстрее движется ледник, тем больше будет крен **ВДС** в сторону дренажа по системам связанных полостей. А поскольку они развиты под ледником не повсеместно, это ведет к подавлению внутреннего дренажа.

- *безразличное отношение при малой подвижности и деградации ледников.* Чем медленнее движется ледник, тем более вероятно развитие в толще льда магистральных каналов дренажа и активизации развития **ВДС**. В неподвижных ледниках влияние движения льда на **ВДС** полностью отсутствует, за исключением пластической деформации льда под его собственным весом.

- *подавление развития ВДС в холодном льду.* Несмотря на то, что в холодных ледниках выполняются почти все условия возникновения «ледникового карста», появление полостей и каналов **ВДС** является в нем лишь кратковременным явлением. Это связано с тем, что агрессивность воды в таких ледниках подавлена отрицательной температурой льда. Иными словами, воде, проникающей в толщу холодного льда по трещинам, не хватает энергии не только на то, чтобы расширить трещины в каналы, но и для прогревания стен трещин до температуры плавления льда. Если в отдельных случаях некоторые элементы **ВДС** и возникают, то в толще льда они быстро залечиваются или отделяются от питания и умирают.

- *полное уничтожение ВДС во время пульсаций.* Быстрые подвижки полностью уничтожают существующие **ВДС**.

- *создание рассеянных в пространстве каналов ВДС после пульсации;* Сильное дробление и дефрагментация ледника обеспечивает рассеянную фильтрацию поверхностных вод в толщу льда.

- *сжатие каналов при падении напора воды в них.* При падении напора воды в каналах **ВДС** пластическая деформация начинает преобладать над силами расширения каналов и поперечное сечение каналов уменьшается.

- *разделение ВДС зимой на обособленные резервуары.* Прекращение стока воды через каналы ВДС с прекращением поверхностной абляции ведет к разделению **ВДС** на несколько не связанных частей путем пережатия отдельных каналов пластической деформацией льда или из-за обрушения сводов наиболее широких каналов.

- *объединение зимующих обособленных резервуаров.* Повышение напора в отдельных обособленных частях **ВДС** в начале периода абляции ведет к возникновению весенних подвижек ледников, что приводит к соединению обособленных участков ВДС трещинами, дальнейшая проработка которых полностью или частично возрождает систему дренажа.

Взаимосвязь и взаимовлияние ледников и ВДС

Взаимосвязь и взаимовлияние ледников и **ВДС** выражается в следующем:

- *регулировка размеров каналов.* На ледниках наблюдается постоянное противоборство ледников и каналов **ВДС**: пластическая деформация стремится сомкнуть каналы, а давление воды стремится расширить каналы. Таким образом, летом побеждает влияние воды, подавляя пластическую деформацию, и, наоборот, зимой при отсутствии давления воды побеждает пластическая деформация.

- *регулировка размеров **ВДС** при сезонных и климатических изменениях.* Сезонное увеличение напора воды в начале периода абляции приводит к активизации ледника. Это, в свою очередь служит причиной восстановления **ВДС** после зимней деструктивной фазы развития. Восстановление **ВДС** и расширение ее каналов способствует снятию напряжений во льду, что обеспечивает более спокойное движение льда.

- *частичная перестройка **ВДС** при прорыве озер.* Прорыв ледниково-подпрудных и некоторых приледниковых озер создает некоторые элементы **ВДС**, которые соединяют озерную котловину с существующей **ВДС**. В результате сброса вод из озера происходит быстрое расширение каналов как вновь возникшего участка, так и магистральных каналов **ВДС** ледника. Полное осушение озерной котловины ведет к изменению поля напряжений в толще льда и возникновению новых трещин или активизации движения ледника. Это неизбежно ведет к локальным или крупным перестройкам каналов **ВДС** ледника (в зависимости от доли участия **ВДС** в сбросе вод из озера). Если маршрут сброса вод охватывает лишь незначительную часть каналов **ВДС**, активизация ледника после прорыва озера окажет лишь незначительное влияние на **ВДС**. Напротив, если маршрут сброса вод из озера охватывает значительную часть магистральных каналов **ВДС**, то активизация ледника может существенно изменить строение **ВДС**, создав, например, временные преграды течению воды, как это наблюдалось на леднике Южный Иныльчек во время прорыва озера Мерцбахера, когда часть вод из магистральных каналов некоторое время выходила на поверхность ледника для поиска обхода подпруженного участка канала.

5.2. География внутренних дренажных систем ледников

Полости **ВДС** известны на многих ледниках мира (26, 155, 198, 225, 226, 299-302, 390-394,]. Чтобы не повторяться, мы в данной работе опустим описание каналов **ВДС** ледников в разных регионах мира.

География находок **ВДС** чрезвычайно обширна – они распространены от полярных до экваториальных районов. Не будет преувеличением, если сказать, что каналы **ВДС** развиты практически на всех теплых и политермальных ледниках, то есть почти во всех ледниковых районах мира (рис. 5.21). Столь широкое развитие **ВДС** ледников наводит на мысль рассмотрения географических закономерностей их распространения.

5.2.1. Географические закономерности строения **ВДС** ледников

Географические закономерности строения **ВДС** ледников раньше прямо не рассматривались. Чаще всего рассматривались модели дренажа в ледниках разных типов [254].

Внутренние дренажные системы ледников

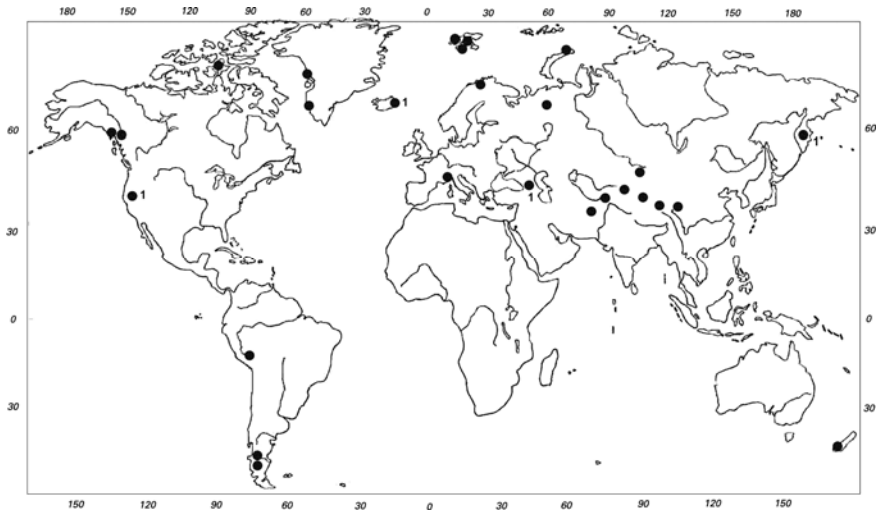


Рис. 5.21. Географическое положение ледников с исследованными **ВДС**. Точки – районы находок **ВДС**. 1 – вулканические полости **ВДС**.

С давних времен было замечено, что имеется существенная разница в характере стока талых вод с теплых и холодных ледников. Поскольку в холодных ледниках лед имеет отрицательную температуру и приморожен к ложу, талые воды не могут перемещаться в толще льда, а значит, **ВДС** в них отсутствуют (рис. 5.22а).

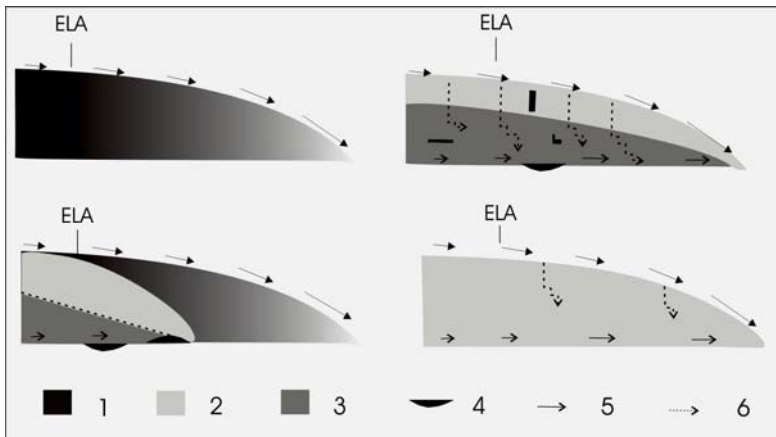


Рис. 5.22. Модели движения талой воды в ледниках разных типов: а) холодные ледники, б) теплые ледники, в) политермальные ледники, г) экваториальные ледники высоко в горах. 1 – холодный лед, 2 – теплый лед, 3 – лед ниже уровня грунтовых вод, 4 – емкости воды или подледные озера, 5 – направление течения талой воды (длина стрелки пропорциональна расходу потока), 6 – пути движения воды внутри льда [254].

Вода в таких ледниках перемещается по поверхности или вдоль края ледника. Поскольку интенсивность абляции растёт к языку ледника, в том же направлении растёт и количество образующейся при таянии льда талой воды.

Теплые ледники, как правило, содержат воду внутри ледяной толщи (рис. 5.22б). Потоки поверхностных вод на таких ледниках становятся не очень характерными, поскольку рано или поздно они проваливаются внутрь ледяной толщи. Толща льда разделяется на зону колодцев, расположенную выше уровня грунтовых вод, и водонасыщенную зону, где огромное количество туннелей перемещает воду к ложу ледника. На ложе ледника количество воды растёт в сторону языка ледника за счет постоянных притоков воды с поверхности ледника. Емкости с водой могут существовать в любом месте внутри ледяной толщи и подо льдом в понижениях ложа.

В политермальных ледниках, являющихся промежуточным типом между холодными и теплыми ледниками, вода имеется на большей части ложа (рис. 5.22в). На языке ледника, как и на холодных ледниках, отмечается рост количества талых вод к краю ледника.

Выше **ELA** такие ледники похожи на теплые ледники с типичным для них внутриледным и подледным стоком. Несмотря на то, что базальные воды замерзают на ложе ледника, они могут накапливаться в виде подледниковых озер. Возможно, именно эти озера ответственны за быстрые подвижки ледников.

В теплых тропических ледниках, расположенных на больших высотах, на поверхности и внутри льда образуется малое количество талых вод (рис. 5.22г). Это происходит из-за того, что большая часть поверхностной абляции происходит из-за испарения льда. Тем не менее, в толще льда таких ледников отмечается движение воды, что, видимо, способствует формированию зачаточной **ВДС**, так как расходы потоков очень малы. Так, на леднике Левис (гора Кения) общий сток с ледника в 1958 г. не превышал $0,6 \text{ м}^3/\text{с}$ [197].

Хотя здесь и не говорится напрямую о географических закономерностях развития **ВДС** ледников, мы можем отчетливо видеть разницу полярных холодных и политермальных ледников от теплых среднеширотных и экваториальных ледников. В холодных и политермальных ледниках менее вероятно существование уровня грунтовых вод, чем на ледниках средних широт. Также неявно здесь просматривается разница дренажных систем теплых (часто приморских) ледников, существующих на окраинах континентов от дренажных систем холодных ледников, чаще всего приуроченных к центральным частям континентов или полярным районам.

Первая попытка выявить географические закономерности развития **ВДС** ледников была предпринята в работе [168], в которой для анализа использовался специальный критерий, представляющий сумму положительных среднемесячные температур на нижней (H_a) и верхней (H_b) границах развития «ледникового карста» на ледниках разных регионов. В пределы границ развития «ледникового карста» G. Vadino включал только поле формирования ледниковых колодцев в пределах ледников. Автор назвал предлагаемый критерий ледниковым карстовым фактором **GKF** (Glacier Karst Factor) (Табл. 5.7). В таблицу были включены только те ледники, на которых G. Vadino удалось самому исследовать каналы **ВДС**.

Ледниковый карстовый фактор (**GKF**) для разных ледников [168]

Ледник	Широта, долгота, [°]	Ориентация ледника, [°]	Уклон, м/км	H_a, H_b , м	Средняя $T_{год}$, °C*	GKF , °C*
<i>Европа</i>						
Ханс	77N, 16W	180	30	100-250	-6,9/-7,8	12/9
Скейдарар	64N, 18W	180	40	100-500	4,01/1,07	51/33
Квиар	64N, 18W	100	70	50-150	4,04/3,08	54/48
Горнер	46N, 7,5W	270	40	2400-2550	0,09/0,0	32/27
Миаг	45,8N, 5W	140	70	2100-2300	0,02/-1,0	37/30
Мер де Глас	45,7N, 5W	340	100	2050-2200	0,05/-0,4	39/34
<i>Азия</i>						
Иньльчек	42N, 80W	270	35	3350-3550	-4,5/-5,7	34/28
Биафо	37N, 76W	100	25	3300-3700	4,01/1,07	71/54
Батура	36,N, 75W	110	30	3100-3600	5,03/2,03	80/57
<i>Южная Америка</i>						
Маркони	49S, 73E	30	80	1000-1200	3,01/1,09	46/36
Виедма	49S, 73E	130	30	800-1100	4,02/2,04	55/40
Морено	50S, 73E	70	40	350-600	6,07/5,02	80/65
Тиндаль	51S, 74E	170	30	300-600	4,07/2,09	57/40
Маринелли	54S, 69E	0		100-500	5,02/2,08	62/37
<i>Антарктика</i>						
Коллинс	62S, 59E	90	180	0-80	-2,2/-2,6	5/3

* - числитель – на высоте H_a , знаменатель – на высоте H_b

Анализ данных, приведенных в таблице 5.7 показал, что в ней не всегда пользуются однородные данные. Например, не очень понятно, почему для ледника Иньльчек приведен интервал высот развития «ледникового карста» от 3350 до 3550 м, хотя в действительности этот интервал охватывает высоты от 2900 (язык ледника) до 3800 м, а область развития ледниковых колодцев простирается от 3000 до 3800 м. При этом для ледника Коллинз интервал развития «ледникового карста» приводится от языка ледника. Не совсем понятно как автор получил такие высокие значения суммы среднемесячных температур, которые названы им фактором **GKF**. Например, для проверки приведенных значений среднелетней температуры для языков ледников Морено и Тиндаль, были использованы результаты полевых наблюдений на этих ледниках [214]. Оказалось, что среднемесячная температура теплого периода на первом леднике по данным G. Vadino была равна не 26,7°C (если считать теплыми три месяца в году или 20°C, если четыре), а 8°C, а на втором леднике не 19°C (или 14,3°C), а всего 5°C. В 2004 г. у края языка ледника Тиндаль была измерена среднегодовая температура воздуха, равная 6,9°C [214], а с учетом температурного скачка над ледником температура была несколько ниже.

Столь большая разница данных, приведенных в таблице 5.7, и результатов измерений на ледниках, видимо, связана с интерполяцией данных от далеко расположенных метеостанций (удаление до 340 км) и отсутствием учета неко-

торых факторов (таких как температурный скачок). Вероятно, и другие значения **GKF** могут быть завышенными. Удивляет также утверждение автора о том, что полости развиты только в ледниках южного Шпицбергена, а «ледники в центральной и северной частях Свальбарда не показывают никакого карста» (стр. 93).

В действительности это не так и полости обнаружены в ледниках самых разных частей архипелага (смотри, например, [112, 258, 395, 467 и др.]). Но даже с учетом этих ошибок можно согласиться с выводом автора, что с увеличением значения **GKF** растет интенсивность развития «ледникового карста». Поэтому на рассматриваемых ледниках Южной Америки развит самый интенсивный «ледниковый карст» (исправленное значение **GKF** до 24°C). Однако здесь нет ничего нового, поскольку фактор **GKF** показывает, по существу, величину слоя ежегодного таяния льда в области абляции [69]. И чем значение **GKF** выше, тем интенсивнее поверхностная абляция и тем в больших масштабах могут развиваться полости **ВДС**. Однако огромный разброс значений **GKF** не дает возможности определить наличие или отсутствие **ВДС** на ледниках с зоной абляции, поскольку он не показывает верхней границы распространения каналов **ВДС**. Если посмотреть на величины фактора **GKF**, то можно понять, что автор за северную и верхнюю (в горах) границу распространения «ледникового карста» принимает нулевые значения фактора **GKF**. По-видимому, автор полагает, что абляция и сток возможны только при положительной температуре воздуха. Но на примере Антарктиды [64], мы знаем, что это не так, ведь при отрицательной среднемесячной температуре там по поверхности ледников протекают крупные реки, которые поглощаются в ледниковые колодцы. Значит, предложенный G. Vadino фактор **GKF**, учитывающий только температуру воздуха, не может дать объективной картины распространения каналов **ВДС** на ледниках.

Чтобы получить подход к географическим закономерностям развития **ВДС** ледников, проанализирует от каких факторов, кроме температуры воздуха, зависит их образование. Формирование каналов **ВДС** зависит от наличия текущей воды, которая связана с интенсивностью абляции, которая, в свою очередь, во многом определена солнечной радиацией. Отсюда понятно, что для выявления географических закономерностей распространения **ВДС** мы никак не можем обойтись без учета солнечной радиации. Однако, величина солнечной радиации, которая достигает поверхности льда, зависит от многих природных факторов (погода, ориентация склонов, закрытость горизонта, чистота атмосферы и др.), поэтому даже для одного и того же места ее значения будут сильно меняться во времени (даже в пределах одного сезона года) [65]. Это означает, что в настоящее время можно получить только очень осредненную информацию о величине солнечной радиации для любой произвольно взятой точки на планете. Соответственно, трудно прямо использовать имеющиеся данные измерений солнечной радиации для расчетов, которые могли бы дать возможность подойти к прогнозу развития **ВДС** в ледниках. Выходом в этой ситуации может быть косвенное использование значений солнечной радиации в наших построениях.

Известно [23], что интегральным показателем, учитывающим воздействие климатических факторов как периода аккумуляции (твердые осадки, метельный перенос снега), так и периода абляции (солнечная радиация и температу-

ра воздуха), является высота границы питания ледников. Значит, будет правильным, если для наших расчетов мы воспользуемся высотой границы питания ледников (далее **ELA** от английского «equilibrium line altitude»). Это тем более верно, поскольку она является верхней границей области абляции, в которой только и возможно формирование текущих по поверхности ледника водных потоков. Поскольку **ELA** зависит от широты местности, понижаясь к полюсам и повышаясь к экватору, то она является верхним пределом, выше которого текущие по поверхности льда потоки не образуются. А поскольку каналы **ВДС** формируются в зоне концентрации стока талых вод, то выше **ELA** они, как правило, не должны существовать. Исключением являются полости во льду вулканических районов, которые возникают в результате действия на лед геотермального тепла и потому их можно найти гораздо выше **ELA**. В редких случаях возможны и другие нарушения этого утверждения, о чем будет сказано ниже. В целом можно говорить, что преобладающее число **ВДС** на ледниках разных типов подчиняются закономерностям расположения **ELA** и находятся в пределах ледников ниже нее (за исключением верхних участков **ВДС**, которые находятся в теплой фирновой зоне. Поскольку к полюсам **ELA** приближается к уровню моря, верхняя граница распространения **ВДС** следует вслед за ней. Повышение положения **ELA** к экватору ведет к повышению области развития **ВДС**.

Поскольку нижней границей распространения **ВДС** являются языки ледников, то за нижнюю границу распространения **ВДС** следует принимать именно высоты языков ледников, положение которых зависит от многих факторов (климат местности, положение **ELA**, размеры ледника, орографические особенности местности). В целом для горной страны в качестве нижней границы распространения **ВДС** можно принимать среднюю региональную высоту положения языков ледников. Известно, что высотное положение языков ледников понижается к полюсам и повышается к экватору, следуя приблизительно параллельно **ELA** (рис. 5.23).

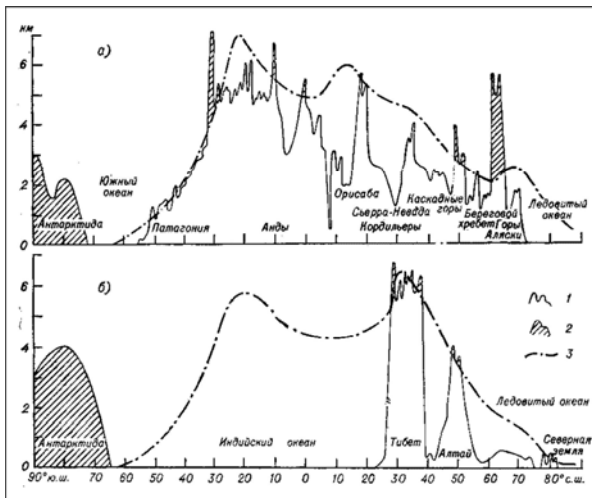


Рис. 5.23. Высота снеговой линии на разных широтах: а – вдоль Южноамериканских Анд и Североамериканских Кордильер, б – вдоль 90 - 110° в.д.; 1 – рельеф земной поверхности, 2 - области современного оледенения, 3 – снеговая линия [22].

Поскольку у границы **ELA** возникают только первые самые мелкие водотоки, то, очевидно, что для формирования каналов **ВДС** их будет недостаточно. Только концентрация стока в пределах значительной площади водосборного бассейна способна сформировать достаточно крупные водотоки, которые могут создавать жизнеспособные полости **ВДС** (по крайней мере, это должны быть первые литры в секунду). Ясно, что искомая верхняя граница H_b распространения каналов **ВДС** будет располагаться несколько ниже **ELA**.

Кроме климатических факторов формирования **ВДС** зависит от температуры льда ледников. Как было показано выше, в холодных ледниках полости **ВДС** формируются только в исключительных случаях, предпочитая теплые и политермальные ледники.

Однако от запасов холода (а значит и от температуры) верхнего слоя льда будет зависеть, как быстро с него сойдет сезонный снежный покров и как быстро будут разрастаться водные потоки на поверхности льда [26]. Значит, чтобы более точно предсказать потенциальную верхнюю границу распространения каналов **ВДС**, мы должны учитывать и температуру льда на **ELA**.

Поскольку для многих ледников температура льда не известна, воспользуемся утверждением, что для большинства исследованных ледников она приблизительно равна среднегодовой температуре воздуха на высоте **ELA** [124]. Как изменяется величина H_b и как она соотносится с **ELA**, в том числе и величина их разницы R ($R=ELA - H_b$) на разных ледниках показано в таблице 5.8. Таблица составлена в основном по литературным данным.

Рассмотрение азональных факторов образования **ВДС** показывает, что ими могут быть: 1) повышенный тепловой поток земли, который способен в пределах зоны холодных ледников создать локальные очаги двуслойного строения льда. Это происходит в пределах зон активного вулканизма: на Камчатке, Кавказе, в Исландии, в Кордильерах, Андах и Антарктиде. В районах с теплыми ледниками (в Исландии) процессы развития **ВДС** под действием вулканического тепла многократно усиливаются. 2) сильная раздробленность ледников трещинами, в результате чего по поверхности льда вода пробегает очень короткий путь, не успевает концентрироваться и поглощается. Количество поглощаемой воды на единицу площади невелико, потому она не способна прорабатывать каналы в приповерхностной толще льда. Но это не означает, что концентрация воды во внутри и подледниковых полостях и емкостях не способна привести к формированию путей внутреннего дренажа. Из этого следует, что, благодаря действию этого фактора каналы **ВДС** не формируются, начиная с поверхности ледника, что проявляется в нарушении видимой зональности для высотного развития всей **ВДС** (Таблица 5.8).

Например, если на леднике Перито Морено (Аргентина) мы видим разницу между верхней границей распространения **ВДС** и высотой границы питания равную 550 м, то это не значит, что условия таяния льда на этом леднике не способны создать полости выше верхней границы обнаруженных полостей в толще льда. Другими словами, если бы поверхность ледника не была нарушена ледопадом, верхняя граница каналов **ВДС** располагалась бы выше. Исходя из этого, можно говорить о районах потенциального и реального развития **ВДС** в пределах ледников. 3) сброс воды из приледниковых и ледниково-подпрудных озер, расположенных в местах слияния двух потоков льда; 4) сток воды с при-

ледниковых склонов и склонов нунатаков; 5) другие факторы (интенсивное испарение льда, как на ледниках горы Килиманжаро и др.).

Таблица 5.8.

Высота границы питания, интервалы развития каналов **ВДС** и климатические показатели для разных ледников

Район, горная страна	Ледник	Интервал полостей ($H_1; H_2$), м	Интервал средней $T_{\text{лет}}, ^\circ\text{C}^*$	Интервал средней $T_{\text{лет}}, ^\circ\text{C}^*$	ELA	R	Автор
1	2	3	4	5	6	7	8
Шпицберген, 79,6N, 12,5E	Эрик	0-100 (150)?	-6,2/-8,6	2/-0,4	400	200 (150?)	[229]
Шпицберген, 78,9N, 11,8E	Бреггер	50-300	-6,2/8,6	2/-0,4	400	100	[255, 467]
Шпицберген, 78,9N, 12E	Вост. Ловен	50-300?	-6,2/8,6	2/-0,4	400	100	[218, 258]
Шпицберген, 78,7N, 12E	Оватсмарк	0-400?	-6,2/-8,9	2/-0,7	450?	50?	[218]
Шпицберген, 78,6N, 12E	Вальдемар	Нет 140-300?	-6,8/-8,9	2/-0,7	450	150?	[255]
Шпицберген, 78,6N, 17,3E	Бертиль	120(240?) -450	-6/-8,6	2,9/-0,1	600	150	[395]
Шпицберген, 78N, 14,1E	Норденшельд	0-450	-5/-8,6	3,5/-0,1	600	150	[218]
Шпицберген, 8,33N, 16E	Лонгиер	200-550	-6/-9,2	2,3/-0,7	700?	150?	
Шпицберген, 78,2N, 16,7E	Дрэн	200-580	-6/-9	2,3/-0,1	630?	50	[273]
Шпицберген 77,9N, 14,25E	Альдегонда	75-350	-5/-8,6	2,5/-0,5	600	250	
Шпицберген, 77,8N, 14,3E	Грэнфиорд Западный	20-300?	-5/-8,6	2,5/-0,5	600	300	
Шпицберген, 77,8N, 14,5E	Фритъоф	0-100	-5/-8,6	2,5/-0,5	600	500	[218]
Шпицберген, 77,9N, 15,1E	Тавле	200-450?	-6/-9,6	1,8/-1,8	800?	350	
Шпицберген, 77,1N, 15,6E	Ханс	100-250, 500?	-5,6/-7,1	2/-0,1	350	100	[168, 218, 396]
Шпицберген, 77,1N, 15,4E	Вереншельд	27-350 (400)	-5/-7,7	2,5/-0,2	450?	100 (50?)	[402]
Новая Земля, 76N, 62,12E	Шокальского	0-450	-6,7/-11,8	2,3/-1,3	630	180	[5, 152]
Гренландия, 66N	Кнуд Расмусен	0-550	-0,8/-5,3		750	200	[408]
Гренландия, 65,6N, 52,1W	Куапиарф	517-600?		-2,4/-3	724	120?	[218]
Канада, 79,4N, 90,6W	Уайт	60-650	-20/-26	3,5/-2,5	983	330	[218, 255, 293]
Норвегия, 67,9N, 18,6E	Стур	1125-1380	-3,9/-6	4,1/2	1470	100	[218, 445]
Исландия, 64N, 18E	Скейдарар (Ватна)	100-500	3/-3?	5/-1?	1000	500	[168]
Исландия, 63,9N, 16,2E	Квиар (Ватна)	50-150	Г. 4/-2?	5/-1?	1000	850	[168, 213, 214]

Продолжение таблицы 5.8.

1	2	3	4	5	6	7	8
Аляска, 61,2N, 149W	Екутна	730- 1000?			1260	250?	[218]
Аляска, 60N, 140W	Маляспин а	0 - 750		11/5	1000		[414]
Полярный Урал, 67,4N, 65,8W	ИГАН	820-900?			980	80?	[218]
Алтай 50,0N, 87,7E	Мал. Актру	2224- 2750	-3/-9		3160	410	[218, 255]
48,3N, 121,07W	Южный Каскадный	1620- 1770?	1/-0,5		1875	100?	[238]
Кавказ, 44N,38E	Фишт	2200- 2700		12,3/7,5	3000 ?		[94, 97]
Кавказ, 43,2N, 42,8E	Джанкуат	2750- 3000	-3,7/-6,7	4,9/2,2	3200	200	[27, 255]
Кавказ 43,2N, 42,8E	Башкара	2500- 2800	-3,7/-6,7	5,8/2,2	3200	500	[27, 111]
Кавказ	Безенги	2080- 2800	2,4/-5,1	7,1/-0,7	3350	550	[5]
Альпы, 45,7N, 5E	Мер-де- Глас	1700- 2800	0,1/-4,7	9,5/2	2950	150	[5, 168]
Альпы, 46N, 7,5E	Горнер	2130- 2600	1,7 /-5,0	10,7/6,3 ?	3250	450	[168, 385]
Альпы, 45,8N, 5E	Миаг	2100- 2300	0/-5,2	7,9/2,5	3000 ?	700?	[168]
Тянь-Шань	Абрамова	3600- 4000	-4,1/-7,1	3,5/0,5	4200	200	[21]
Тянь-Шань, 42N, 80W	Иныльчек	2900- 3800	-4/-11,5	6/-3	4400	600	[88, 158, 168]
Каракорум 35,7N, 76E	Биафо	3000- 3700	5,8/-5	19,2/8?	4800	1100	[5, 168]
Каракор- рум36,3N, 75E	Батура	2800- 3800	6,8/-5,2	20/8?	4800	1000	[5, 168]
Гималаи	Кангваре	5700	-7/-8,2	-0,2/- 0,8	5800	100	[5, 83]
Гималаи 27,8N, 86,5E	Тракар- динг	4560- 5300		4,9/-0,2	5400	100	[479]
Боливия 16,25S, 68,2W	Зонго	4900- 5100?	0,3/-1,5		5200	100?	[255]
Анды, 54,5S, 69W	Маринел- ли	100-500	5/-1,3?	11/4,7	1150 ?	650	[168]
Анды, 49,5S, 73W	Виедма	800-1100	3/0,6?	6,8/4,4	1200 ?	100	[168]
Анды, 50,5S, 73W	Морено	350-600	6,1/1,3?	8/3,2	1150	550	[168, 214]
Анды, 51,2S, 74W	Тиндаль	300-600	4,1/0,5?	5/1,4	900	300	[168, 214]
Анды, 49S, 73W	Маркони	1000- 1200	3/1,2?	5,6/3,8	1300 ?	100?	[168]
Антарктида, 62S, 59W	Коллинс (Кинг Джорж)	0-80	-2,2/-4?	0/-1,8?	270	190	[168, 198]
Антарктида, 68S, 45E	Ст. Моло- дежная	0-50?	-6,7?	-2	200	150?	[64]

* - числитель – на языках ледников, знаменатель – на **ELA**.

Изучение данных, приведенных в таблице 5.8, показывает, что среднегодовая температура воздуха на **ELA** практически на всех ледниках имеет отрицательные значения (она колеблется от -26 до $-0,5^{\circ}\text{C}$, а в среднем равна $-5 - 8^{\circ}\text{C}$), что, собственно, и определяет сохранность ледников.

При этом средняя летняя температура воздуха на **ELA** испытывает сильные колебания от -3 до 5°C . Наиболее низкие значения среднелетней температуры отмечены в полярных и высокогорных районах, а наиболее высокие – в приморских районах.

Анализ таблицы 5.8 показывает, что преобладающее значение разницы **R** между высотой границы питания **ELA** и максимальной видимой высотой распространения входов в каналы **ВДС** - H_b колеблется в диапазоне от 50 до 1100 м. При этом наиболее часто встречающиеся значения изменяются от 100 до 200 м (около 54% от общего числа проанализированных ледников), а среднее значение **R** по 48 точкам равно 280 м (рис. 5.24). Как видим, величина **R** мало зависит от широты местности, хотя в отдельных регионах наблюдаются существенные увеличения этой разницы. Похоже, что величина **R** растет по мере роста континентальности климата, причем это более характерно для крупных ледников. За исключением ряда аazonальных факторов, проанализированных выше, на величину **R** также оказывают влияние климатические причины, и в первую очередь, температура воздуха и льда.

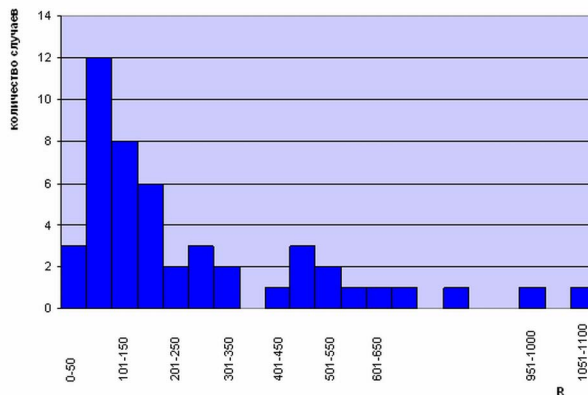


Рис. 5.24. Гистограмма частоты встречаемости значений **R** для ледников, приведенных в таблице 5.8.

Зная, что преобладающие уклоны поверхности ледников равны 30 м/км (хотя вблизи **ELA** это значение может быть несколько выше), и считая величину **R** в среднем равной 100 м, то это соответствует плановой протяженности водосборного бассейна, который питает каналы **ВДС**, равной 3 км! Чем больше значение **R**, тем протяженнее водосборный бассейн. Выяснилось, что наибольшая разница высот **R** отмечена для очень холодных ледников, для которых, тем не менее, характерна высокая поверхностная абляция, и для ледников внутри континентов (ледники Уайт, Актру, смотри Табл. 5.8).

В целом на основе анализа данных, приведенных в таблице 5.8 можно предложить такую общую приблизительную эмпирическую формулу для выяснения верхней границы распространения систем каналов **ВДС** ледников на Земле (H_b):

$$H_b = ELA - R, \quad (5.1)$$

$$R = aK, \quad (5.2)$$

где **ELA** – средняя многолетняя высота границы питания ледников, в м над уровнем моря; **a** – численная постоянная, в м (в среднем равна 100); **K** – безразмерный коэффициент, связанный со среднегодовой и среднелетней температурой воздуха на высоте границы питания:

$$K = (|T_{год}| + |T_{лет}|) / (|T_{год}| - |T_{лет}|), \quad (5.3)$$

где $T_{год}$ – среднегодовая температура воздуха на высоте границы питания, °C; $T_{лет}$ – среднелетняя температура воздуха на высоте границы питания, °C.

При отсутствии данных по среднегодовой и среднелетней температурам воздуха на высоте границы питания, можно использовать упрощенную формулу:

$$H_b = ELA - 100. \quad (5.4)$$

При расчетах по формулам (5.1-5.3) отклонение полученных значений H_b от реальных не превышает 100 м. Это довольно удовлетворительная точность, поскольку сами данные, приведенные в таблице 5.8, не претендуют на большую точность, т.к. высота границы питания заметно изменяется от года к году, а высота H_b устанавливается приблизительно.

Проанализируем, как будет изменяться H_b при изменении температур, входящих в формулу (5.3). Повышение абсолютной величины среднегодовой температуры воздуха на **ELA** означает присутствие более холодного льда в основании снежной толщи, а значит и большую энергию, которую надо приложить, чтобы растопить снег, лежащий на холодном льду. Поэтому рост абсолютной величины среднегодовой температуры ведет к увеличению величины **R**. Напротив, рост среднелетней температуры на **ELA** приведет к ускорению таяния снега, а значит и уменьшению величины **R**.

Не надо забывать, что положение **ВДС** в пределах каждого конкретного ледника не является чем-то застывшим, постоянным. При изменениях климата верхнее положение каналов **ВДС** будет смещаться. Это легко показано через **ELA**. Колебания **ELA** во времени могут приводить к изменениям в строении **ВДС**, которые будут закрепляться при устойчивом изменении **ELA** и исчезать при кратковременных флуктуациях. Длительность устойчивых периодов **ELA** должна быть сравнима со временем, необходимым для формирования новых элементов **ВДС** и преодоления инерционности системы в случае подъема **ELA**, и не имеет значения в случае опускания **ELA**. Поэтому **ВДС** быстрее реагируют на похолодания, чем на потепления климата.

Характер развития **ВДС** в толще льда зависит от трещиноватости ледников и наличия текущей воды, которая способна проникать в эти трещины. Количе-

ство воды, текущей по поверхности ледников, прямо связано с климатом местности, где расположен ледник. Известно, что степень раскрытия трещин на поверхности ледников уменьшается по мере усиления континентальности климата, что и предопределяет увеличение среднего пробега воды по поверхности ледников при движении от районов с морским климатом к районам с континентальным климатом [26]. В том же направлении понижается и температура льда ниже активного слоя. Как было показано в работах [26, 443], сток из областей аккумуляции ледников также уменьшается по мере усиления континентальности климата, что связано с увеличением доли воды, связанной в результате летнего льдообразования. Исходя из этого, мы вправе ожидать, что по мере усиления континентальности климата и, соответственно, понижения температуры активного слоя льда, будет ухудшаться условия формирования **ВДС**. Это будет выражаться в уменьшении плотности каналов на единицу объема льда в том же направлении, а также во все большем смещении основных объемов каналов **ВДС** к ложу ледников из-за роста толщины верхнего слоя холодного льда. На поверхности ледников различие в развитии **ВДС** в приморских и континентальных районах будут выражаться в понижении положения поглощающих воду колодцев по отношению к **ELA** ледников.

5.2.2. Картирование **ВДС**

Главный метод исследования **ВДС** – создание реальных моделей, описывающих динамику всех входящих в них объектов в их взаимосвязи друг с другом и с иными компонентами природной среды. Существует 3 пути создания таких моделей: математическое описание физических процессов; физическое моделирование и проведение природных экспериментов на эталонных объектах; статистическое и картографическое моделирование, т.е. построение карт отдельных параметров и их взаимодействия. Первые два типа моделей мы рассмотрели выше, здесь остановимся на картографическом моделировании.

Поскольку **ВДС** нужно рассматривать не обособленно, а как свойство ледника, поэтому картографироваться могут отдельные поверхности и границы, характеризующие не саму **ВДС**, а ледник, вернее возможности ледника содержать **ВДС**.

ВДС характеризуются полями основных параметров в их пределах, т.е. обобщенными представлениями о распределении по территории той или иной характеристики системы. К таким параметрам в первую очередь относят: абсолютные и относительные высоты рельефа, высотное положение языка ледника, высоты границы питания, теплой фирновой зоны.

Как и любую систему **ВДС** можно исследовать на нескольких уровнях от локального до регионального [138]. Начнем рассмотрение **ВДС** с самого низкого уровня. Все, что рассматривалось выше, имеет отношение к самому низкому уровню – локальному, то есть уровню одного ледника, в котором расположена **ВДС**. На этом уровне, как мы видели выше, исследование **ВДС** начинается с ее элементов. Соответственно, на этом уровне возможно проведение картирования элементов **ВДС**. Все планы и разрезы конкретных ледниковых каналов (ледниковых колодцев и пещер), приведенные в работе, представляют собой картографические материалы реальных элементов **ВДС**. Эти материалы, как правило, характеризуют **ВДС** только на отдельных участках ледника, но не для всего ледника в целом. Это связано с тем, что не вся система внутреннего

дренажа ледника является доступной для непосредственного изучения (это касается в самой большой степени участков зарождения **ВДС** в области аккумуляции). Поэтому исследование элементов **ВДС** позволяет получить однозначную картину ее структуры в пределах области абляции ледника, но никак не в области аккумуляции. А поскольку и в будущем охват всей **ВДС** полностью останется невозможным для такого рода исследований, то это требует от нас другого подхода для перехода от уровня частичного познания **ВДС** к уровню понимания всей системы, то есть уровню всего ледника.

В качестве такого подхода мы можем предложить картирование не самой **ВДС**, а участков ее проявления или потенциального развития, спроектированные на поверхность ледника. Такие участки уже могут быть изображены на карте всего ледника. На рис. 5.25 в качестве примера показана такая карта потенциального развития **ВДС** для условного ледника.

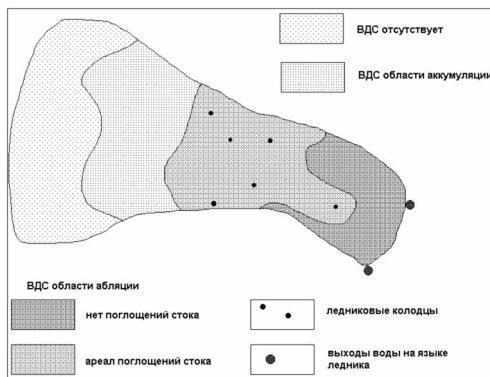


Рис. 5.25. Карта потенциального развития **ВДС** для условного ледника

Кроме показанных на рис. 5.25, на карту могут быть вынесены и другие поля (например, распространения поверхностной морены, стадий развития «ледникового карста», контуры теплой фирновой зоны, верхняя граница распространения ледниковых колодцев и др.), а также единичные знаки: поверхностные водотоки, проекции каналов **ВДС** на поверхность ледника (реально исследованные и предполагаемые), котловины, озера с ледяными обрывами, срединные морены и др. Построение таких карт не только способно показать возможные особенности развития **ВДС** на конкретном леднике, ее взаимоотношения с ледником, а также ее изменение во времени (при построении таких карт через некоторые длительные промежутки времени), но и позволяет сравнивать особенности строения **ВДС** на разных ледниках не только одной горной системы, но и для разных регионов. В настоящее время существует возможность построения таких карт только для ограниченного числа ледников. К сожалению, построение таких карт для всех ледников пока встречает определенные трудности, связанные с недостатком информации. На рисунках 5.26 и 5.27 показаны карты потенциального формирования **ВДС** для конкретных ледников.

В зависимости от температурного режима ледника карты потенциального развития **ВДС** в них будут сильно отличаться между собой. Наибольшей информацией будут насыщены карты, построенные для теплых ледников, а наи-

меньшей – для холодных ледников, что связано с незначительным развитием **ВДС** в них (Рис. 5.28).

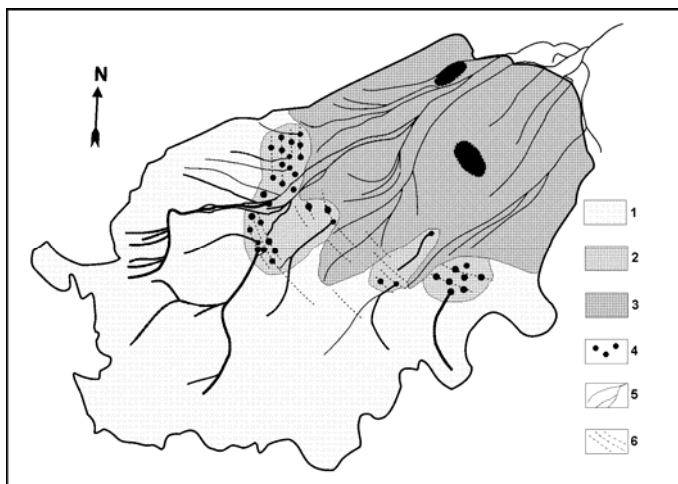


Рис. 5.26. Карта **ВДС** ледника Альдегонда (Шпицберген). 1-3 – область абляции; 2-3 – область развития **ВДС**; 1 – область водосборов ледниковых колодцев; 2 – область поглощения поверхностного стока, 3 – область поверхностного стока, 4 – входы в ледниковые колодцы, 5 – поверхностные водотоки, 6 – трещины. Карта составлена по аэрофотоснимкам NPI 1990 г.

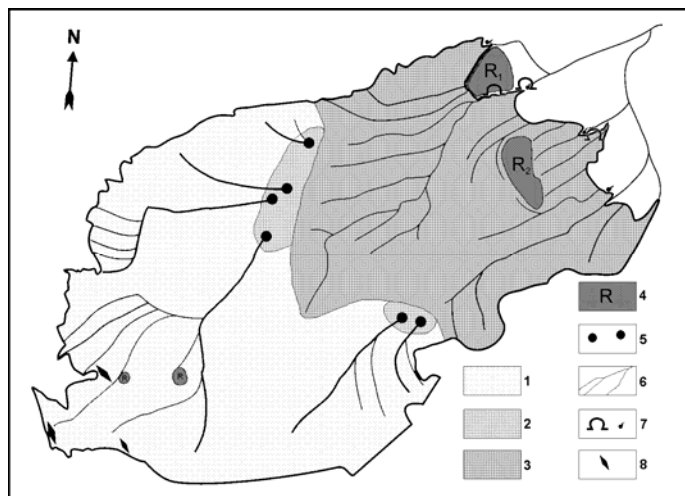


Рис. 5.27. Карта **ВДС** ледника Альдегонда (Шпицберген). 1-3 – область абляции; 2-3 – область развития **ВДС**; 1 – область водосборов ледниковых колодцев; 2 – область поглощения поверхностного стока, 3 – область поверхностного стока, 4 – выступы ложа (ригели), 5 – входы в ледниковые колодцы, 6 – поверхностные водотоки, 7 – входы в ледниковые пещеры и выходы воды, 8 – бергшрудны. Карта составлена по GPS съемке 2003 г.

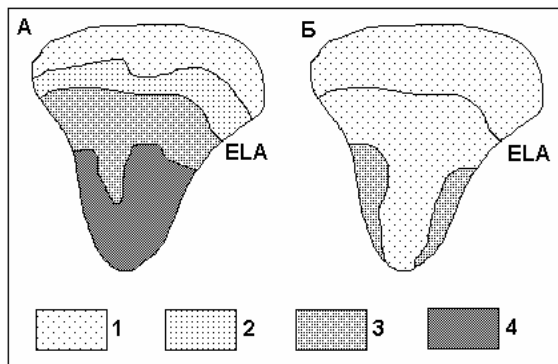


Рис. 5.28. Карта потенциального развития **ВДС** в пределах теплого (А) и холодного (Б) ледников. Зоны: 1 – отсутствия **ВДС**, 2-4 – присутствия **ВДС** (2 – входы в **ВДС** в области аккумуляции, 3 – входы в **ВДС** в области абляции, 4 – нет видимых входов в **ВДС**, развитие только внутренней части **ВДС**). **ELA** – высота границы питания

Следующим уровнем генерализации может быть карта, построенная для ледниковой системы отдельного горного хребта.

На такую карту в качестве верхней границы потенциального распространения **ВДС** может быть вынесена линия, соединяющая верхние границы теплой фирновой зоны ледников, имеющих в этом районе. Если теплая фирновая зона на отдельных или всех ледниках рассматриваемого района отсутствует, то верхняя граница потенциального распространения **ВДС** проводится по линии, соединяющей высоты границы питания отдельных ледников.

Если же и высота границы питания оказывается вне ледника, как мы это наблюдаем на некоторых ледниках Шпицбергена, то в качестве точки для верхней границы может быть использована верхняя точка ледника. В качестве нижней границы распространения поля потенциального развития **ВДС** мы предлагаем линию, соединяющую нижние точки языков ледников. Без сомнения, в качестве полей возможного развития **ВДС** на такую карту попадут и территории, не занятые ледниками. Физический смысл таких полей нам видится в том, что они показывают ареалы возможного развития **ВДС** там, где ледники есть и могли бы быть.

На такие карты, в зависимости от масштаба, могут быть вынесены дополнительные поля (например, замороженные участки ледников), границы зон «ледникового карста» или самые существенные элементы, такие как крупные озера. Несмотря на то, что **ВДС** регионального уровня не взаимодействуют между собой, они имеют близкое воздействие на ледники и ледниковый сток. В качестве примера рассмотрим участок южного склона Гималаев в пределах Непала (Рис. 5.29). Выбор района был определен только тем, что для него имеется легкодоступная информация [177, 415]. Карты такого типа могут быть построены и для других районов.

Как видим, полоса ареалов возможного развития **ВДС** (светло и темно серые поля) охватывает полосу вдоль склона гор.

При этом ширина полосы резко уменьшается вдоль горных отрогов, вдающихся в долины, но увеличивается на участках существования крупных ледников в наиболее глубоко врезанных долинах. Именно здесь в настоящее время ледники наиболее интенсивно деградируют. При этом большая часть поверхности ледников оказывается покрытой толстым слоем моренных отложений и становится ареной интенсивного развития «ледникового карста». К тому же

нередко площадь заморененной части ледника многократно превышает не покрытую мореной площадь. Все это свидетельствует об отрицательном балансе массы ледников, что связано с неблагоприятными условиями питания ледников в современную эпоху.

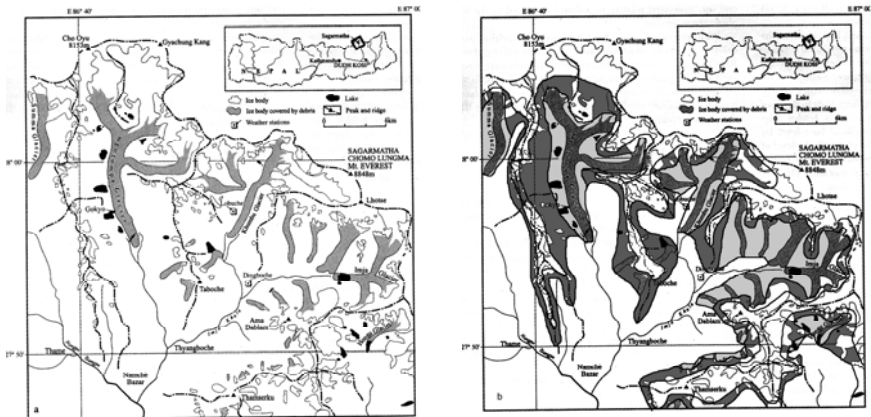


Рис. 5.29. Пример составления карты потенциального развития **ВДС** для участка Непальских Гималаев. Слева (а) оригинальная карта [177]: белые поля – ледники, серые поля – заморененные участки ледников, квадрат – метеостанция, черное – озеро, пунктир – горные хребты. Справа (б) карта потенциального развития **ВДС**: светло серые поля – заморененные языки ледников – районы интенсивного развития «ледникового карста», темно серые поля – верхняя часть зоны абляции – районы слабого развития «ледникового карста».

Поскольку **ВДС** отражают состояние ледников, то и закономерности развития **ВДС** в гляциальных системах будут отражать эти закономерности, которые будут проявляться в частности в разной потенциальной возможности развития **ВДС** на ледниках наветренных и подветренных склонов.

В качестве следующего шага генерализации может быть использована гляциальная система горного хребта или горной системы. Содержание такой карты будет мало отличаться от предыдущей. Главное отличие будет состоять в том, что никакие дополнительные поля и знаки на нее уже выноситься не будут. На ней может быть показана только полоса потенциального развития **ВДС**, которая будет очерчивать горную страну по периметру. На такой карте можно будет видеть пространственное изменение ширины поля потенциального развития **ВДС**.

В качестве максимального уровня генерализации потенциального распространения **ВДС** на ледниках на настоящий момент мы можем рассмотреть карту на территорию бывшего СССР, как на территорию, обладающую наилучшей изученностью ледниковых систем. В качестве основы для построения карты мы использовали карту А.Н. Кренке [70]. На рис. 5.30 показано деление территории на несколько областей: с морскими наборами зон льдообразования и с континентальными наборами зон льдообразования. Различия в развитии **ВДС** между этими двумя областями состоит в том, что в пределах первой из них может быть развит полный комплекс полей, характеризующих потенциальное

развитие ВДС (поле области абляции и поле области аккумуляции), а во второй – формирование ВДС возможно в пределах только областей абляции ледников. Поскольку континентальные и резко континентальные условия этого региона обусловили преобладающее развитие холодных ледников [66, 70], то для многих из них развитие **ВДС** характерно только в очень ограниченном объеме или совсем отсутствует. Поскольку в самых северных районах этой области для ледников типичны очень низкие температуры льда (ниже -8°C), потому развитие **ВДС** в таких ледниках не характерно. Температура льда ледников примерно соответствует среднегодовой температуре воздуха окружающей местности. Поэтому области с континентальными наборами зон льдообразования можно разделить на районы, где существует возможность формирования **ВДС** и на районы, где существование **ВДС** невозможно. Эту границу мы проводим по изотерме среднегодовой температуры -8°C , которая была обоснована в главе 3. Аналогичная граница может быть проведена и в горных районах.

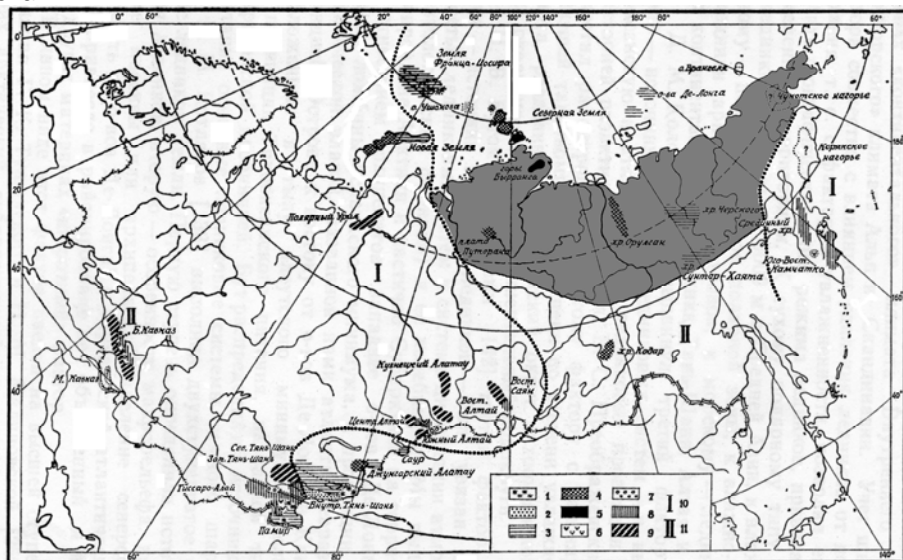


Рис. 5.30. Наборы зон льдообразования в ледниковых системах бывшего СССР [70]. 1 – снежная, снежно-ледяная, холодная фирновая, фирново-ледяная и ледяная зоны; 2 – снежно-ледяная, холодная фирновая, фирново-ледяная и ледяная зоны; 3 – холодная фирновая, фирново-ледяная и ледяная зоны; 4 – фирново-ледяная и ледяная зоны; 5 – ледяная зона; 6 – снежная, снежно-ледяная, холодная фирновая, теплая фирновая и фирново-ледяная зоны; 7 – снежно-ледяная, холодная фирновая, теплая фирновая и фирново-ледяная зоны; 8 – холодная фирновая, теплая фирновая и фирново-ледяная зоны; 9 – теплая фирновая и фирново-ледяная зоны; 10 – области с морским набором зон льдообразования; 11 – области с континентальным набором зон льдообразования. Серым цветом показаны области отсутствия **ВДС**.

Как видим область с континентальным набором зон льдообразования делится на 2 части: в северной ее части (в том числе и в Арктическом секторе) **ВДС** не могут формироваться, а в южной части элементы **ВДС** могут возникать

в ограниченном объеме и только в пределах маргинальной дренажной сети ледников.

В целом, районирование ледниковых систем по возможности существования в них **ВДС** полностью или почти полностью соответствует районированию ледниковых систем [70]. И это неудивительно, поскольку **ВДС** являются элементами ледниковых систем, и потому степень развития **ВДС** в пределах ледниковых систем является одной из их характеристик. Поэтому иногда развитие **ВДС** или даже потенциальные возможности их развития могут помочь в разрешении некоторых спорных вопросов в районировании ледниковых систем. Поясним это утверждение на примере. Если внимательно посмотреть две карты, приведенные в работе [70, Рис. 48, 49], то можно увидеть, что Новая Земля на одной из них (Рис. 48) отнесена к континентальному типу, а на другой (Рис. 49) – к морскому.

В описании ледниковых районов (стр. 244) говорится: «Баренцевоморский район с... «холодным» набором зон льдообразования, с некоторыми «морскими» чертами (преобладанием фирново-ледяной зоны над зоной ледяного питания, отсутствием ледников с чисто ледяным питанием)». Как видим, это описание говорит скорее о пограничном положении Новой Земли и о некоторой неуверенности отнесения ее к тому или иному району. Однако находка теплой фирновой зоны в верховьях ледника Шокальского [152], а также некоторых свидетельств о том, что этот ледник является, скорее всего, политермальным (о чем говорит наличие ледниковых колодцев и обнаруженный зимний сток с ледника). Это подтверждает правомочность отнесения Новой Земли к району с морскими чертами. Возможно, граница между районами с морским и океаническим влиянием может быть проведена по водоразделу Новой Земли.

Таким образом, картографирование **ВДС** и их потенциально возможного формирования позволяет понять как внутреннее строение ледников, так и распространение **ВДС** в пределах ледниковых систем. Оно также позволяет выявить закономерности формирования и эволюции ледниковых систем.

5.2.3. Палеогеографическое значение **ВДС** ледников

Оледенение в прошлом отличается от современного гораздо большими масштабами. Рассмотрим значение **ВДС** в прошлом (в период последнего оледенения) для оледенения горно-долинного, горно-покровного и покровного типа.

Понятно, что горное оледенение, хоть и имело в период максимума последнего оледенения существенно большие размеры и иногда переходило в горно-покровное оледенение, но принципиально от современного горного и горно-покровного оледенения не отличалось. Поэтому в прошлом не отличалась и роль **ВДС** в жизни горных (горно-покровных) ледников.

Что касается горно-покровного оледенения, то оно также сильно разрасталось в размерах, иногда становясь составной частью покровного оледенения. В этом случае **ВДС** ледников, по-видимому, вела себя также как на покровных ледниках.

Наибольший интерес представляет, безусловно, покровное оледенение материков. Оно отличалось от современного покровного оледенения Гренландии и Антарктиды тем, что часто располагалось на выровненном рельефе, а ледники заканчивались не в море, а на суше. Это было типично как для Северо-Американского, так

и для Европейского (Скандинавского) ледниковых покровов, что накладывало определенный отпечаток на строение ледников, а значит и на их **ВДС**.

Рассмотрим возможное значение **ВДС** на примере последнего Скандинавского ледникового покрова [355]. В стадии разрастания ледниковых покровов значение **ВДС** было совсем небольшим. В период максимального развития Скандинавского ледникового покрова в его юго-восточной части высота границы питания располагалась на высоте около 100 м [196]. Зона абляции обрамляла ледниковый покров по периферии узкой полосой, и ее площадь в период максимального развития Скандинавского ледникового покрова не превышала 10% его площади [148]. Удаление вещества тальми водами в этот период компенсировалось подтоком льда из центральной части покрова. Аналогичная система дренажа отмечена и на современных ледниковых покровах разных размеров: от небольших куполов (Северо-Восточная Земля архипелага Шпицберген) до материкового оледенения Гренландии и Антарктиды (рис. 5.31-5.33)

В стадии наступания ледников **ВДС** играли незначительную роль в жизни ледникового покрова.

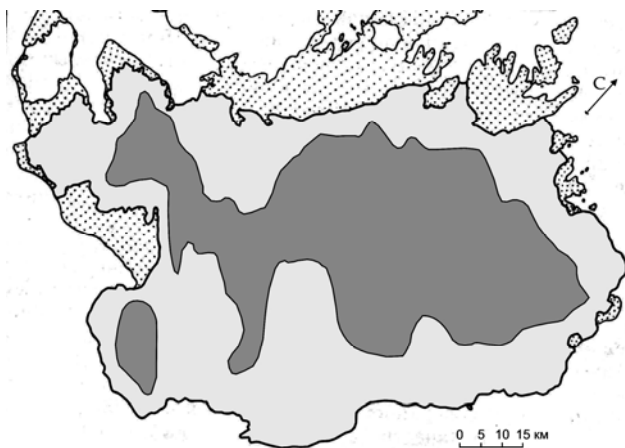


Рис. 5.31. Зона абляции в области покровного оледенения, Северо-Восточная Земля (Шпицберген). Светло-серым цветом показана зона абляции (периферия ледникового покрова) [130].

Рассмотрим покровное оледенение на стадии деградации. Постараемся оценить, насколько и в какой степени влияли дренажные системы на разрушение ледникового покрова, было ли их воздействие преобладающим, как быстро это происходило и какие территории затрагивало.

Как известно, последнее оледенение на Европейской равнине имело свой максимум около 18 тыс. лет назад [178]. В течение примерно 7 тысяч последующих лет происходила дегляциация [4, 144]. За это время исчез Скандинавский ледниковый покров протяженностью от ледораздела на юго-восток более 1200 км, что соответствует средней скорости отступления льда до 170 м в год. В работе [4] приводится скорость отступления края ледникового покрова около 100 м/год. Большие величины скоростей отступления края ледникового покрова требуют для объяснения либо скоростей поверхностной абляции в 30-35

м/год, что физически невозможно, либо поиска других причин, таких как влияние приледниковых озер, кatabатических ветров и др. [292].

В то же время, поскольку дегляциация Скандинавского ледникового покрова сопровождалась также и периодами его активизации, реальные цифры скорости отступления края ледникового щита были значительно более высокими.

По данным работы [144] «после 13 и до 10 тыс. лет назад дегляциация в основном носила регрессивный характер, вытекающий из анализа краевых образований. Темпы дегляциации возросли со 150 до 200-700 м в год (Рис. 5.34). Наиболее высокие темпы дегляциации характерны для аллерёда».

Это значит, что 11,8-11 тыс. лет назад, когда среднеиюльская температура воздуха над ледниковым покровом была ниже современной всего на 3°C.



Рис. 5.32. Зона абляции (показана светло-серым цветом), расположенная по периферии Гренландии [50].

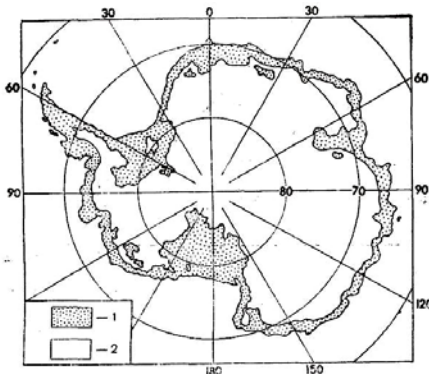


Рис. 5.33. Область абляции Антарктиды. 1 – область абляции, 2 – область аккумуляции [64].

При этом среднеянварская температура была ниже на 8°C , а среднегодовая температура – на 6°C ниже современной [61], ледники отступали с наибольшей скоростью. Края современных ледниковых щитов вне пределов выводных ледников в современную эпоху отступают очень медленно, скорость смещения края льда обычно не превышает первых десятков метров в год. Значит, нужно искать причины, ускоряющие разрушение ледникового покрова.



Рис. 5.34. Кривая темпов дегляциации Скандинавского ледникового покрова [144]. Впо оси x градусы северной широты.

Можно предположить несколько возможных причин ускорения разрушения ледникового покрова: 1) ускоренное таяние льда (с поверхности, изнутри, снизу); 2) ускоренное разрушение края льда (кальвинг в озерах); 3) изменение формы ледникового покрова (растекание, действие выводных ледников).

Донное таяние ледников и ледниковых покровов не играет сколько-нибудь существенного значения в разрушении как современных ледников [148], так и ледниковых покровов в прошлом. Поверхностная абляция в течение дегляциации была значительной (до 5 м в год при ширине зоны абляции 140 км), но, как показано в работах [4, 148], ее было недостаточно для столь быстрого разрушения ледникового покрова. Расчеты показывают, что в течение аллерэда граница питания могла подниматься выше вершины ледникового покрова [148]. Это означает, что в это время вся поверхность ледникового покрова оказывалась в области абляции. При этом на поверхности покрова могли возникать очень крупные водотоки, величины расходов которых вероятно были огромны. Теоретически возможно расчленение ледникового покрова водными потоками на отдельные сегменты. Однако, современные водные потоки на известных ледниковых покровах и их неглубокий врез в лед ставит под сомнение возможность расчленения ледникового покрова в пределах суши руслами крупных рек на отдельные блоки [4], а значит и на существенный вклад наледниковых рек в ускорение дегляциации.

Известно, что быстрой дегляциации ледникового покрова могло способствовать образование по его краю крупных приледниковых озерных бассейнов [4, 144, 148, 196]. Действительно, приледниковые озера могут существенно ускорять отступление языков ледников (до 100 м в год в горных районах Тянь-Шаня [87] до 250 м/год на ледниках Южного ледяного поля Патагонии [162, 163, 374]). Быстрое отступление краев ледников, спускающихся в пресные озера

происходит потому что: 1) при большой глубине озер лед на языке ледника оказывается частично на плаву, что ведет к скольжению лежащего на ложе края ледника и интенсивному отелу айсбергов в плавучей части ледника [374]. 2) поскольку наибольшей плотности пресная вода достигает при температуре 4°C [142], это приводит к конвективному движению воды, в результате чего теплая вода опускается вниз, а холодная вода устремляется вверх. Это ведет к обтаиванию нижних частей лежащего на ложе и плавающего льда, нарушая его сплошность и приводя к усилению калвинга [176] (Рис. 5.35).

Наличие приледниковых озер на всех стадиях дегляциации ни Скандинавского, ни Лаврентийского ледниковых покровов не отрицается ни одним из исследователей [4, 33, 54, 59, 196 и др.]. Разница заключалась только в том, что одни исследователи рисовали приледниковые озера меньших размеров [4, 59], а другие больших размеров [33]. Глубина приледниковых озер достигала 70-150 м [4, 59, 196]. Согласно имеющимся данным максимальная скорость отступления края ледника, заканчивающегося в озере приблизительно пропорциональна удвоенной глубине озера [176, 244] (Рис. 5.36). Это означает, что скорость отступления края Скандинавского ледникового покрова, подпираемого приледниковым озером, не превышала 300 м/год.

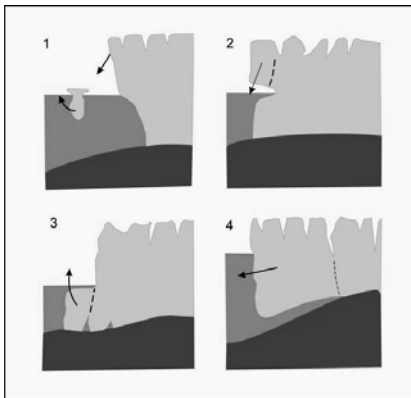


Рис. 5.35. Способы откола айсбергов в водоеме [176].

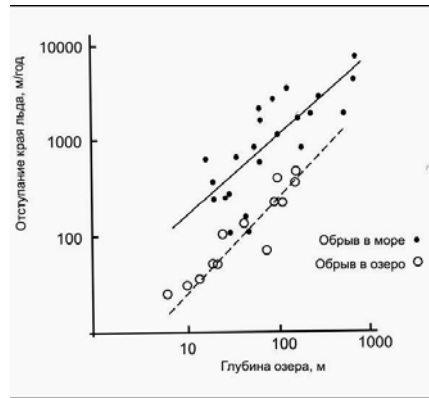


Рис. 5.36. Связь скорости отступления края ледника с глубиной озера. Для сравнения приведены данные по приливным ледникам [244].

Как видим, наличие приледниковых озер может объяснить примерно половину максимальной скорости дегляциации. Сброс воды из озер мог вызывать обрушение ледяного обрыва [449], но это не могло способствовать ускорению дегляциации.

Предполагается что палеопаводки из ледниково-подпрудных озер, следы которых обнаружены на Алтае и Саяно-Тувинском нагорье [35, 131], представляли собой крупномасштабные природные катастрофы. Скорости течения воды во время прорывов могли достигать 20-40 м/с, а расходы оцениваются в миллионы м³/с. Паводковые воды могли воздействовать как на край ледника, так и ослаблять подпруживающее действие приледниковых бассейнов на край ледникового покрова, что могло провоцировать его подвижку.

Но, во-первых, такие паводки имеют очень слабую доказательную базу и вряд ли существовали в прошлом. Во-вторых, даже если они и существовали, чрезвычайно редкие катастрофические явления не могут объяснить высокие скорости отступления края ледникового покрова на протяжении всего периода дегляциации.

Предполагается, что из-за отепления льда ледниковый покров мог сильно растекаться в стороны, из-за чего толщина его уменьшалась, но значительно возросла площадь зоны абляции [148].

Это могло несколько усиливать интенсивность деградации ледникового покрова, но вряд ли могло сильно сказаться на характере отступления его края. Наличие выводных ледников в пределах Скандинавского покрова, заканчивающегося на суше, которые могли бы усиливать дегляциацию, очень маловероятно.

Возможно на начальном этапе разрушения ледникового покрова, когда уклоны его поверхности были еще достаточно велики, широкое развитие приледниковых озер могло способствовать ускорению движения поверхностных слоев льда, что вызывало ускоренное поступление льда в водоемы и некоторое ускоренное понижение поверхности ледника. Однако даже если такие явления и происходили, это, скорее всего, были не периодические пульсации, а разовые явления. В некоторых случаях на мысль о существовании быстрых подвижек льда наводит строение толщи ледниковых отложений (Маккавеев А.Н., 2004, устное сообщение). Возможно, это также могло быть причиной ускорения деградации отдельных частей ледникового покрова, но, видимо, не следует считать их одной из главных причин ускоренной дегляциации.

Поскольку в большинстве случаев отступление края ледникового покрова не сопровождалось интенсивным движением льда, в пределах зоны абляции ледникового покрова, по нашему мнению, мог интенсивно развиваться «ледниковый карст».

Предполагается, что «ледниковый карст» мог быть широко распространен на оттерших окраинах североамериканского ледникового покрова во время деградации последнего оледенения [201]. При этом краевая часть ледникового щита была покрыта достаточно толстым слоем моренных отложений, которые после таяния льда образовали широко распространенный в районах древнего покровного оледенения холмисто-грядовый рельеф. Подобные явления отмечены и для Скандинавского ледникового покрова [4]. По оценке В.Г. Ходакова [148, с. 168] для края ледникового покрова при толщине льда 250 м и содержании морены во льду около $0,08 \text{ г/см}^3$ время полного стаивания льда должно составить около 3500 лет, а для чистого льда около 25 лет. Проведенные расчеты показали, что при большом содержании морены в краевой части древнего североамериканского покрова неизбежно должны были образовываться и длительное время сохраняться массивы мертвого льда под мореной. Они существовали в условиях настолько теплого лета, что (после образования первых метров абляционной морены) могли зарастать как травянистой, так и лесной растительностью. Такое явление наблюдается и сейчас, например, на лопасти ледника Маляспина (Аляска) [58]. Развитие в массивах мертвого льда ледникового карста, с одной стороны, ускоряло их распад по сравнению с расчетным, с другой – привело к многократному перераспределению материала морены. По-видимому, именно широкое развитие «ледникового карста» в

краевых частях малоподвижного ледникового покрова могли способствовать его ускоренному разрушению.

До настоящего времени значение «ледникового карста» в разрушении ледниковых покровов недооценивались. Поскольку для зрелой стадии «ледникового карста» характерно присутствие бесчисленного количества мелких озер, а также каналов **ВДС** в пределах краевых частей ледникового покрова, это могло способствовать существенному увеличению поверхности соприкосновения льда с водой и воздухом. Прогреваемая на солнце вода озер сбоку и изнутри интенсивно разрушала ледяную толщу, защищенную сверху моренным чехлом. В крупных озерах на языке ледникового покрова, возникших в результате деятельности «ледникового карста», в дополнение к таянию мог происходить отел айсбергов, что также существенно усиливало абляцию.

Возникает вопрос о причинах формирования толстого слоя моренного чехла на поверхности льда ледниковых покровов. Причины возникновения чехла моренных отложений на языках ледников и на краях ледниковых покровов исследователи видят в периодических стадиях наступания края покрова, когда часть донной морены по надвигам внедрялась в тело ледника (Рис. 5.37) [143, 148].

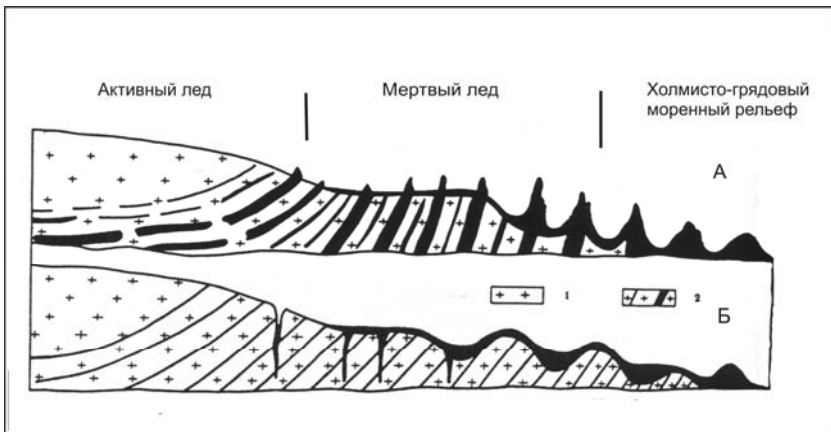


Рис. 5.37. Причины возникновения чехла моренных отложений на языках ледников. А – вынос моренного материала с ложа ледника, Б – вытаивание моренного материала, накопившегося в трещинах ледника [143]. 1 – ледниковый лед, 2 – надвиги и моренные включения во льду.

Обычно считается, что заморененный лед тает в десятки или даже сотни раз медленнее, чем чистый лед [148]. Это действительно так, поскольку тепло не может пробиться ко льду сквозь толщу моренных отложений. Однако развитие «ледникового карста», что подразумевает интенсивное развитие **ВДС**, в корне изменяет характер таяния мертвого и малоподвижного льда. Особенно интенсивно «ледниковый карст» развивается в условиях подпруживания или затрудненного стекания вод внутри **ВДС** в условиях малой мощности льда. Малая мощность льда отмечалась в полосе 30-40 км вдоль края ледникового щита [141].

Из трех рассмотренных выше сценариев развития зрелой стадии «ледникового карста» для ледниковых покровов наиболее подходит промежуточный сценарий, который сочетает в себе озерный и сухой сценарии, которые могли действовать попеременно.

На стадии широкого развития приледниковых озер мог развиваться озерный вариант зрелой стадии «ледникового карста», когда огромные территории на краю ледникового покрова подпруживались водами приледниковых озер, а при сбросе воды из озер включался в действие механизм сухого сценария зрелой стадии развития «ледникового карста», когда осушенные котловины продолжали расширяться в стороны.

В случае подпруживания края ледникового покрова конечной мореной мелкие озерные котловины на поверхности ледника стремились слиться вместе, образуя сначала более крупное наледное, а впоследствии и краевое приледниковое озеро. Можно предположить, что стадийность гряд конечных морен была связана с таким попеременным подпруживанием края ледникового покрова (рис. 5.38).

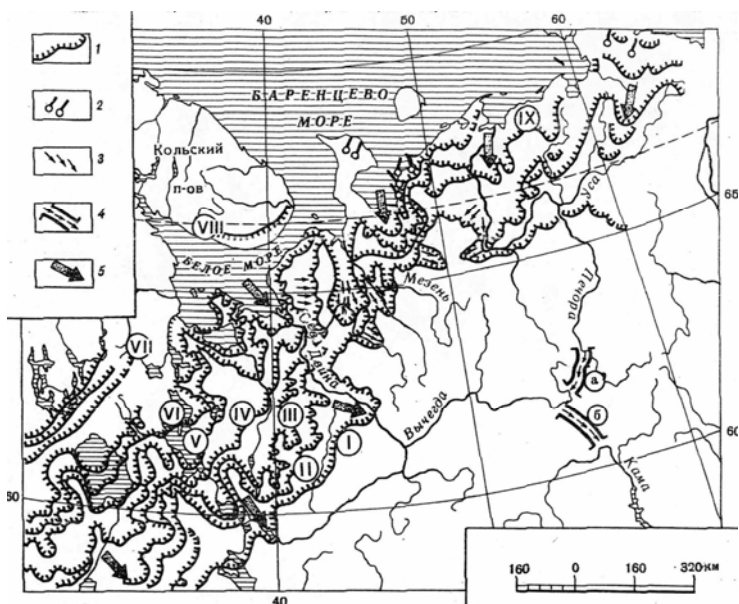


Рис. 5.38. Стадийность отступления края Скандинавского ледникового покрова. I–VIII – номера стадий [33].

Возможно, «ледниковый карст» съедал какую-то часть ледникового покрова, потом его развитие ослабевало, в дальнейшем оно возобновлялось только при возникновении вновь необходимых условий подпруживания льда конечной мореной. В таком случае каждая стадийная морена могла бы отмечать этапы интенсивного развития «ледникового карста» на краю ледникового покрова.

Многие формы рельефа, возникшие на месте ранее существовавшего ледникового покрова можно объяснить широким развитием «ледникового карста».

Это все виды озоз, камы, звонцы [141], а также вероятно все участки холмисто-грядового рельефа (рис. 5.39).



Рис. 5.39. Формы холмисто-грядового рельефа, которые вероятно являются следами интенсивного развития «ледникового карста» (Ирландия) [196].

Косвенным доказательством широкого развития «ледникового карста» в краевой части ледникового покрова могут служить сохранившиеся следы прорывов крупных подледниковых емкостей. Однако исследователи до сих пор спорят о том, насколько обоснованно это предположение. У этой идеи есть свои сторонники и противники.

Например, в работе [436] считается, что подледниковые прорывы вод под Лаврентийским ледниковым покровом были частым явлением.

А многие формы рельефа Канады и США являются результатами действия таких паводков. Несмотря на то, что, по всей видимости, окраины ледникового щита были приморожены в полосе до 2 км шириной, одни авторы считают, что сток талых вод мог происходить из подледных резервуаров, которые, судя по величине стока до 10^6 м³/с, могли иметь огромные размеры [435], а другие авторы приходят к выводу, что нет доказательств существования подледниковых озер под краем ледникового покрова [193]. Скорости разрушения ледников «ледниковым карстом» почти не известны, так как процесс его формирования и эволюции изучен еще недостаточно.

Но отдельные наиболее изученные примеры в Тянь-Шане, Гималаях и Новой Зеландии [87, 315, 479] позволяют говорить, что она достаточно высока. По нашим оценкам для ледника Северный Иньльчек [87], интенсивность разрушения ледника «ледниковым карстом» («съедание» ледника изнутри) сравнима со скоростью отступления края ледника из-за отела айсбергов. А для кон-

кретного ледника Северный Иныльчек эта скорость может быть приравнена к отступанию края ледника и оценена примерно в 100 м/год. Это означает, что развитие «ледникового карста» может примерно вдвое увеличивать скорость разрушения края ледникового покрова по сравнению с теми условиями, когда этот край разрушался бы только одним отелом айсбергов.

Можно предположить, что в условиях, когда малая толщина льда на краю малоподвижного или неподвижного льда далеко распространялась в глубину ледникового покрова, интенсивность разрушения края ледникового покрова «ледниковым карстом» могла быть существенно выше. По нашему мнению, именно интенсивное развитие «ледникового карста» на краях ледниковых покровов, наряду с отелом айсбергов в приледниковых озерах, является механизмом разрушения ледниковых покровов и может объяснить высокие скорости дегляциации на севере Европы и Северной Америки в течение последнего оледенения.

5.3. Прогноз развития **ВДС** ледников в будущем

Нет существенных теоретических ограничений для того, чтобы разработать прогноз развития **ВДС** в будущем. Это является актуальным предметом изучения **ВДС** в части текущей динамики, то есть смены одной переменной структуры другой [138].

Любое изменение **ВДС** происходит как изменение целого, но при этом отдельные ее компоненты трансформируются с разной скоростью и нередко своими путями. Это связано с тем, что они в разной степени устойчивы к внешним воздействиям. Например, элементы системы на входе более подвержены вариациям при изменениях внешних воздействий, чем элементы в центральной части **ВДС**. Прогнозы развития **ВДС** существенны для построения интегрального прогноза эволюции ледниковых систем. При этом прогноз развития **ВДС** и ледниковых систем должен разрабатываться не отдельно, а во взаимной связи, и не последовательно, а параллельно. Поэтому если мы говорим о динамике **ВДС**, мы также должны обратиться к динамике ледника, поскольку **ВДС** является ее компонентом.

Поэтому будущее развитие **ВДС** прямо зависит от будущего развития ледников. В настоящее время существует несколько сценариев изменения ледников в будущем [34].

Рассмотрим возможные варианты изменения оледенения на планете в будущем в зависимости от возможных различных сценариев климатических изменений. В будущем возможны такие основные сценарии изменения климата: а) продолжение потепления; б) стабилизация климатических показателей на современном уровне; в) похолодание климата (Табл. 5.9).

Соответственно, каждый из этих сценариев может сопровождаться увеличением или уменьшением количества выпадающих твердых осадков. В зависимости от состояния ледников будут происходить изменения их **ВДС**. Деградация оледенения в будущем вероятнее всего будет сопровождаться усилением роли **ВДС** в разрушении ледников, в том числе увеличением их объема на крупных ледниках, а также увеличением удельного веса внутренней абляции в общей абляции ледников. Этот вывод в основном касается теплых ледников.

Влияние размеров политермальных ледников на **ВДС** мы рассмотрим позднее.

Прогноз развития **ВДС** в будущем

Сценарий	Твердые осадки	ELA	Ледники	Роль ВДС
Потепление климата	+	–	+	–
	+	+	–	+
	–	+	–	+
Современное состояние климата	+	–	+	–
	–	+	–	+
Похолодание климата	+	–	+	–
	–	+	–	+

+ увеличение; – уменьшение

Повышение температуры воздуха неизбежно ведет к повышению **ELA** ледников. Известно [70], что изменение **ELA** на 100 м соответствует изменению среднелетних температур на 0,5-0,6°C в приморских горах и на 0,7-0,9°C во внутриконтинентальных. В соответствии с ростом температуры воздуха и подъемом **ELA** все большая площадь ледников оказывается в зоне абляции, что усиливает влияние **ВДС**. Однако этот прогноз не касается высокогорья, где развиты в основном холодные ледники, а интенсивное испарение сильно уменьшает поверхностный сток с ледников, делая не эффективным образование **ВДС** в пределах таких ледников. В таких случаях деградация ледников не приведет к росту значения **ВДС** в жизни ледников.

Стабилизация ледников не изменит значения **ВДС** в жизни ледников, может быть, даже несколько уменьшит развитие **ВДС** по сравнению с современной эпохой деградации ледников. Наступание ледников приведет к уменьшению размеров **ВДС**, а пульсации ледников в этом случае будут действовать двойко: во время подвижек **ВДС** будут быстро разрушаться, но после подвижек **ВДС** будет не только прогрессивно развиваться, но и будет иметь огромное значение в уменьшении массы выдвинувшихся частей пульсирующих ледников.

Рассмотрим изменения **ВДС** ледников в будущем на примере Шпицбергена, где ледники и их **ВДС** лучше всего изучены. В случае ожидаемого в ближайшие десятилетия планетарного потепления климата, которое возможно имеет техногенную природу, особенно интенсивным оно будет в Арктике [9, 34]. Вероятно, в этом случае следует ожидать изменений процессов тепло-массообмена на ледниках архипелага. При потеплении климата произойдет удлинение летнего (теплого) периода, что приведет к усилению таяния поверхности ледников и образования большего количества талых вод. И если при этом не произойдет восстановления питания ледников за счет резкого увеличения количества выпадающих твердых осадков, а значит и величин снегонакопления на поверхности ледников, то ускорится их деградация. Этому будет способствовать не только то обстоятельство, что происходит повышение **ELA**, но и то, что многие горные ледники архипелага окажутся, а часть из них уже оказались ниже **ELA** и теперь зона абляции охватывает всю поверхность ледников [103].

Предполагается [28], что понижение поверхностей некоторой части ледников архипелага на фоне устойчивого отрицательного баланса массы льда мо-

жет привести к быстрому уменьшению толщины ледников, что будет способствовать их более глубокому промораживанию. Это приведет к понижению нулевых изотермических поверхностей внутри ледников и сокращению размеров теплого нижнего слоя льда. Однако сопровождающее общее потепление климата увеличение средней температуры холодного периода может несколько снизить теплопередачу из ледника в атмосферу, что в какой-то степени может компенсировать эффект промораживания ледяной толщи. Какой из этих процессов выйдет победителем в будущем сказать пока трудно.

В начале 1980-х гг. предполагалось [31], что если в будущем сохранятся климатические условия предшествующих десятилетий, то слой теплого льда в основании ледника Бертиль (Шпицберген) сможет просуществовать 15-25 лет. Эти цифры были получены на том основании, что скорость ежегодного промерзания ледника на основании расчетов была принята равной примерно 2 м/год. При этом предполагалось, что теплый слой льда в основании ледника не является основным хранилищем воды, и потому уменьшение его толщины в этот отрезок времени не отразится непосредственно на характере зимнего стока с ледника. Предполагалось, что снижение объема стока будет зависеть от постепенного уменьшения площади распространения теплого слоя льда, причем критическим должен явиться момент начала промерзания ложа ледника, после чего зимний сток из ледника должен прекратиться. Утверждалось, что уже в то время на Шпицбергене было довольно много небольших ледников, находящихся в такой стадии развития (т.е. потерявших теплый слой льда). У языков таких ледников отсутствуют наледи, что свидетельствует об окончании стока уже в начале холодного периода (в сентябре) и отсутствии не только слоя теплого льда и талика под ним, но и **ВДС**. Видимо деградация этих ледников привела к тому, что существовавшая в таких ледниках **ВДС** и динамические запасы воды в ней, в конечном счете, привели к перестройке режима ледникового стока с ранее существовавшего комбинированного (поверхностного и внутриледникового) на только поверхностный. Возможно это судьба многих горных ледников Шпицбергена в будущем в том случае, когда промерзание ледяной толщи ледников не будет компенсироваться потеплением холодных периодов года. По-видимому, это может отчасти касаться и тонких языков выводных ледников. Действительно, исследования показали отсутствие нулевых температур в основании языка выводного ледника Баканин (Шпицберген), имеющего толщину около 60-70 м [272].

Позднее было показано и другим методом, что промерзание толщи ледника Бертиль (Шпицберген) при сохранении современных климатических условий завершится через 15-25 лет, а последующее промерзание кровли талика, расположенного под ледником, произойдет еще примерно через 10 лет [28]. Таким образом, близкие результаты, полученные двумя независимыми подходами, позволили предсказать прекращение зимнего стока воды из ледника Бертиль в первые десятилетия XXI века. При этом должен прекратиться также вынос из-под ледника озового материала, из которого в значительной степени состоят валы конечной морены. Предполагалось, что в дальнейшем валы будут постепенно распластываться в результате медленного сползания валунно-глинистой массы и размываться поверхностными ледниковыми потоками. Насколько осуществилось это предсказание для ледника Бертиль (Шпицберген), для которого оно было сделано, не известно, поскольку больше гляциологиче-

ские работы на этом леднике не проводились. Во всяком случае, гряды конечной морены перед этим ледником по-прежнему продолжают существовать. Однако, судя по леднику Альдегонда, у которого обнаружен существенный рост внутреннего стока в настоящее время по сравнению с началом 1980-х гг., прогноз этот мог и не оправдаться (или оправдаться лишь частично).

Рассмотрение динамики оледенения архипелага за последние 70 лет показало, что в последние годы наметилась тенденция к повышению **ELA** ледников на архипелаге [103, 106]. Причем за последние 30 лет **ELA** в центральной и западной части острова Западный Шпицберген поднялась в среднем на 200-300 м. Поскольку уклоны поверхностей для многих ледников Шпицбергена колеблются около 30 м/км, это означает существенный прирост размеров областей абляции на ледниках (их протяженность увеличилась примерно на 6-9 км). Это привело к тому, что некоторые горные ледники архипелага оказались ниже высоты границы питания, а у другой части ледников зона абляции стала существенно преобладать по площади над зоной аккумуляции. В обоих случаях ледники потеряли свою устойчивость и деградируют быстрыми темпами. Если так будет продолжаться и в будущем, то еще больше горно-долинных ледников потеряет зону аккумуляции, что превратит всю их поверхность в арену действий поверхностной сети дренажа и развития **ВДС**. Если в будущем утоньшение ледников приведет к их полному промерзанию, как предсказывалось ранее [28, 31], то **ВДС** будут функционировать только до конца этого периода, а в дальнейшем холодные ледники будут деградировать только понижаясь с поверхности. Если же полного промерзания льда происходить не будет, то **ВДС** будет существовать длительное время. Но поскольку с понижением поверхности льда скорость движения ледников уменьшится, каналы **ВДС** будут более стабильными и смогут вырастать до существенных размеров, увеличивая долю внутренней абляции ледников.

Постоянное потепление с сохранением количества твердых осадков на современном уровне может привести к исчезновению многих горно-долинных ледников архипелага. Ледники мощностью до 100 м, которые оказались ниже высоты границы питания, исчезнут за период не более 100 лет. Это касается как ледников, заканчивающихся на суше, так и тех, что спускаются в море. Согласно расчетам, основанным на постоянстве современных скоростей снижения поверхности ледников как функции высоты, при условии отсутствия поступления свежего льда, ледники Хорн и Хамберг, расположенные в южной части острова Западный Шпицберген, исчезнут через 82 ± 20 и 150 ± 50 лет соответственно [379].

Изучение баланса массы льда на протяжении второй половины XX века на целом ряде ледников всего мира показало, что общей тенденцией для всех ледников является повышение **ELA** [218, 255]. При этом было отмечено повышение **ELA** с 1970-1980-х гг. до настоящего времени для всех ледников планеты в среднем на 100-150 м. Продолжение этой тенденции в будущее позволяет говорить об устойчивом росте площадей областей абляции на многих ледниках, причем многие мелкие и средние ледники становятся сейчас, и еще больше ледников станет в будущем, неустойчивыми (т.е. положение средней линии ледника на 50-100 м выше **ELA**, необходимое для устойчивого состояния ледника [327] перестанет выполняться).

Для теплых и целого ряда политермальных ледников это обернется усилением как поверхностной, так и внутренней абляции, поскольку утоньшение ледников будет способствовать сокращению скоростей движения ледников, что благоприятно скажется на развитии **ВДС**. Быстрое понижение поверхности ледников, которое не будет компенсироваться приходом вещества из областей аккумуляции, приведет к прогрессирующему заморениванию языков ледников, что вызовет усиление «карстовых» процессов не только в глубине ледников, но и на их поверхности. Это означает, что при интенсивном развитии **ВДС** доля внутренней абляции будет возрастать, что ускорит деградацию ледников. Все мелкие политермальные ледники промерзнут и потеряют **ВДС** и внутренний сток.

Для холодных ледников повышение **ELA** скажется на интенсивности поверхностной абляции, а более теплые зимы приведут к некоторому отеплению ледяной толщи. Замедление движения ледников вызовет стабилизацию поверхностной русловой сети ледников, а значит глубокому врезанию в лед водотоков. При этом часть из них вблизи краев ледников перекроется с поверхности льдом, превратившись в каналы **ВДС**. Эти небольшие фрагменты **ВДС** будут способствовать отеплению льда вокруг каналов, а значит и более интенсивному таянию льда внутри ледника.

Исходя из вышесказанного, можно заключить, что при продолжающемся потеплении климата роль **ВДС** в разрушении ледников будет возрастать.