



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Факультет Гидрологический

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(бакалаврская работа)

На тему «Влияние ледников на динамику озёр Кавказа»

Исполнитель Каракай Юлия Витальевна
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат физико-математических наук, доцент
(ученая степень, ученое звание)

Бородина Вероника Викторовна
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»
Декан


(подпись)

К.Г.Н. доцент
(ученая степень, ученое звание)

Сакович Владимир Михайлович
(фамилия, имя, отчество)

«20» 06 2016 г.

Санкт-Петербург
2016



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра _____

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(бакалаврская работа)

На тему **«Влияние ледников на динамику озёр Кавказа»**

Исполнитель Каракай Юлия Витальевна
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат физико-математических наук, доцент _____
(ученая степень, ученое звание)

Бородина Вероника Викторовна _____
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой

(подпись)

(ученая степень, ученое звание)

(фамилия, имя, отчество)

«__» _____ 20__ г.

Санкт-Петербург
2016

Оглавление

Введение	4
Глава 1 Физические свойства льда и связанные с ним физико-механические процессы	6
1.1 Лед как горная порода	6
1.2 Гидрогенные льды	7
1.3 Осадочные льды	7
1.4 Превращение снега в фирн	8
1.5 Превращение фирна в лед	10
1.6 Метаморфизм льда	11
Глава 2 Строение, режим и гидрологическое значение ледников	13
2.1 Снеговая линия как граница области с положительным балансом снега	13
2.2 Гляциоклиматические показатели	15
2.3 Источники питания ледника	15
2.4 Образование и режим ледников	18
2.5 Типы и распространение ледников	21
2.6 Гидрологическое значение ледников	22
Глава 3 Основные закономерности современного оледенения на Кавказе	24
3.1 Морфолого-морфометрическая характеристика современного оледенения	24
3.2 Изменение размеров оледенения в XX столетии	28
3.2.1 Изменение числа ледников	29
3.2.2 Уменьшение площади оледенения	29
3.2.3 Уменьшение толщины и объема ледников	30
3.2.4 Увеличение высоты нижней границы ледников	31
3.2.5 Отступление ледников	31
Глава 4 Роль оледенения в формировании озёрных котловин	33
4.1 Экзарация	33
4.2 Эрозия ледниковыми водами	35

4.3 Нивация	35
4.4 Подпруживание моренным материалом и льдом	36
4.5 Подпруживание льдом.....	37
4.6 Просадки при вытаивании мёртвого льда	38
Глава 5 Влияние ледников на современную динамику озёр.....	39
5.1 Гляциальные озёра Большого Кавказа	39
5.2 Озёра лавинного выбивания	42
5.3 Краевые ледниковые озёра.....	50
Заключение.....	56
Список использованной литературы.....	59
Приложения.....	62

Введение

Ледниками называют естественные движущиеся скопления льда на земной поверхности атмосферного происхождения. Ледники принимают активное участие в водообмене на поверхности Земли. В ледниках Большого Кавказа сосредоточена значительная часть водных ресурсов. Подавляющее большинство озёр Большого Кавказа также обязано своим происхождением деятельности ледников и испытывает их непосредственное влияние.

История изучения ледников и гляциальных озёр Кавказа насчитывает не более ста лет, потому что горные ущелья были практически непроходимы, отсутствовали дороги и населённые пункты.

В настоящее время актуальность изучения гляциальных озёр определяется потенциальной возможностью их прорыва и возникновения при этом катастрофических селей. Кроме того, это резервы воды, необходимой как предгорным районам, так и особенно объектам, строящимся в горах. На основании полученных сведений о строении озёрных котловин, гидрологическом режиме озёрных водоёмов и степени их деградации можно прогнозировать дальнейшее развитие озёр. Кроме этого, необходимо знать, как будут вести себя ледники в ближайшее десятилетие.

Поэтому тема моей бакалаврской работы «Влияние ледников на динамику озёр Кавказа» является **актуальной**.

Объектами исследования являются ледники озёра Кавказа, а **предметом** исследования – влияние ледников на динамику озёр.

Цель дипломной работы состояла в изучении ледников Кавказа и озёр ледникового происхождения, их режима и динамики происходящих в них изменений.

В процессе реализации этой цели необходимо было решить следующие **основные задачи**:

- Изучить свойства льда как минерала и как горной породы, классификации льдов, образование ледникового льда и его метаморфизм.

- Изучить строение ледников и их поверхностный режим, а также оценить их гидрологическое значение.
- Исследовать роль оледенения в формировании озёрных котловин на Кавказе.
- Рассмотреть современные особенности динамики озёр, испытывающих влияние ледников.

В данной бакалаврской работе обобщаются материалы исследований и анализируются современные литературные источники по заявленной теме. Результаты могут быть использованы для дальнейшего изучения влияния ледников на динамику озёр Кавказа. Это определяет **практическую значимость** данных исследований.

Автором бакалаврской работы был собран материал для исследований, проведена большая работа с литературой и аналитическая работа. использовались такие **методы**, как анализ, обобщение, синтез, прогнозирование.

Работа состоит из введения, пяти глав, заключения, списка литературы и приложения. Работа изложена на 61 странице текста, включая 8 рисунков; список литературы содержит 29 наименований, приложение содержит 9 тематических материалов.

Глава 1 Физические свойства льда и связанные с ним физико-механические процессы

1.1 Лед как горная порода

Лед – это вода в твердом агрегатном состоянии. Любое скопление льда на Земле, независимо от того, где и как оно залегает, является горной породой. Польский геофизик Антони Болеслав Добровольский (1872—1954) определяет лед как горную породу мономинеральную, кристаллическую, очень чистую, самую поверхностную, весьма нестойкую и всегда более или менее метаморфизованную [1]. Он предложил следующую классификацию льдов.

1. Магматические ледяные породы (т. е. образовавшиеся в результате замерзания воды)

А. Породы, возникшие из непрерывной «магмы», не разбитой на капли:

а) ледяная кора — лед, образующийся на поверхности сравнительно спокойной воды (на озерах, реках с медленным течением и в полярных морях);

б) лед потоков — формируется в недрах беспокойных текучих вод (шорох, шуга, сало);

в) донный лед — зарождается на дне водотоков, а затем всплывает.

Б. Порода, возникшая из воды, разделенной на капельки.

Здесь относится горная изморозь, образующаяся в результате соприкосновения капелек воды (облаков) с охлажденными вершинами гор.

В. Смешанная горная порода — почвенный лед.

II. Осадочные ледяные горные породы

а) снежный покров,

б) фирновый снег (фирн),

в) фирновый лед,

г) глетчерный лед.

Группа II для гляциолога представляет наибольший интерес.

По мнению выдающегося гляциолога С.В. Калесника [2, 3], наиболее совершенная генетическая классификация ледяных горных пород принадлежит П. А. Шуйскому [4]. Автор выделяет 28 видов пород, объединенных в подгруппы, а затем — в группы. Все льды отнесены к трем группам: 1)

Термин «конжеляционный» С.В. Калесник заменил более кратким и благозвучным конжеляционные льды, 2) осадочные льды, 3) метаморфические льды. словом «водородный».

1.2 Водородные льды

К ним относят льды водоемов, ледяной дождь, град и крупу. На ледниках водородные льды возникают в озерах и ручьях, заполняют иногда трещины, на обрывах создают натеки, а в толще льда иного происхождения — разнообразные прослойки и так далее. Но в целом они в жизни ледников занимают скромное место.

1.3 Осадочные льды

К осадочным льдам относится снежный покров, то есть смесь льда и воздуха (иногда с примесью жидкой воды и органических и неорганических частиц). Средняя плотность свежего снега около 0,06. Принимая, что плотность льда в 15 раз больше, нетрудно заключить, как много воздуха в молодом снегу. Однако по весу в снежном покрове, конечно, преобладает лед.

Колебания плотности сухого снега зависят от размеров снежинок: мелкие укладываются теснее, чем крупные. Метелевый снег уплотняется давлением ветра и изменением той же «упаковки» снежинок благодаря переносу ветром. Дальнейшие изменения плотности связаны уже с оседанием, перекристаллизацией и нарастанием высоты снежного покрова.

Пушистый снег, легший на землю в безветренную погоду, и метелевый снег, отложившийся при ветре, — это главные фации снежного покрова как осадочной породы.

Снег не всегда падает сухой. Бывает сырой снег (плотность 0,08—0,15), по-видимому, с пленочной водой (так как заметных простым глазом капель воды на снежинках нет), а также мокрый снег. Последний, выпадая нередко хлопьями, состоит из снежинок, потерявших форму из-за таяния, и в нем всегда есть капельки воды. Плотность его 0,20 г/см³ и выше, и ветром он не переносится.

Снег как осадочная порода отличается весьма эфемерным существованием. Не успевает он отложиться, как в нем возникают процессы, переводящие его в разряд метаморфической породы.

1.4 Превращение снега в фирн

Слово **фирн** (нем. Firnschnee, англ. firn, фр. neve, исп. neviza) происходит от немецкого fern, что значит «прошлогодний» [1]. Следовательно, речь идет о снеге предыдущего года или предыдущих лет, измененном по сравнению с более молодым.

Фирн бывает разного происхождения. Плотность фирна, в зависимости от его генезиса, колеблется от 0,35 до 0,80.

Превращение снега в фирн называется фирнизацией (англ. firnification). Некоторые авторы относят к фирнизации всю совокупность процессов метаморфизма осадочных льдов — превращение скоплений снежинок в ледниковый лед [1].

При сухом метаморфизме отличие фирнизации обусловлено накоплением поверх снежного покрова новых слоев твердых атмосферных осадков. Они все сильнее давят на нижние слои, предохраняют их от колебаний температуры и уплотняют. Происходит уменьшение общего объема пор, сопровождаемое

уменьшением воздухопроницаемости. Чем меньше число и размеры промежутков между зернами, тем чаще зерна льда вступают в непосредственный контакт. Оттого главная роль в метаморфизме переходит к рекристаллизации, для которой как раз и необходимо соприкосновение кристаллов. Превращение снега в фирн при отрицательных температурах требует большого давления, т. е. значительной аккумуляции снега. Фирн, возникший в обстановке преобладания процессов рекристаллизации, называется рекристаллизационным фирном. Его плотность от 0,49 до 0,80 г/см³.

Весьма ускоряется фирнизация снега при влажном метаморфизме. Так как главная роль здесь принадлежит режелаяции, то диагенез и фирнизация протекают практически одновременно.

Когда снег тает, вода сначала не уходит из тающего слоя, заполняя капилляры и образуя вокруг снежинок пленки. Первое следствие: режелаяционное округление кристаллов, превращение их в почти шарообразные зернышки (ибо лучи, углы и ребра снежинок оплавляются, а во впадинах между основаниями лучей вода замерзает), уменьшение их диаметра, нарушение механической связи между снежинками, поскольку исчезли лучи и выступы, коими они цеплялись друг за друга. В связи с этим второе следствие: сильное оседание (стало быть, и уплотнение) снега, чему, кстати, способствует наличие облегчающих скольжение водных пленок между зернами.

Одновременно с округлением кристаллов и оседанием снега мелкие зерна вовсе расплавляются, а крупные за их счет увеличиваются в размерах и стремятся расположить свои главные оси вертикально (объяснение последнему явлению пока не дано).

При пересыщении верхних горизонтов влагой излишек ее опускается вглубь и, встретив слой с отрицательной температурой, замерзает, выделяя скрытую теплоту.

Чередование таяния и замерзания, которое происходит прежде всего в верхних слоях снежного покрова (зимой, например, снег в ясную погоду в

середине дня тает, а талая вода ночью вновь отвердевает), особенно быстро изменяет и плотность и структуру этого покрова.

Фирн, возникший при господстве режеляционных процессов, называется режеляционным фирном. Плотность его от 0,35 до 0,60 т/см³, а в среднем 0,45—0,50 г/см³.

1.5 Превращение фирна в лед

Превращение фирна в лед считается законченным, когда в фирне исчезают все поры, остатки их становятся пузырьками воздуха, пленеными во льду, и кристаллы льда срастаются по причудливо извилистым «швам».

Образование льда при сухом метаморфизме достигается дальнейшим уплотнением фирна под тяжестью новых накапливающихся слоев. Лед, возникший в ходе сухого метаморфизма (первично-рекристаллизационный лед, по П. А. Шуйскому [4]), отличается от фирна лишь отсутствием пор и более высоким давлением воздуха в пузырьках; он богат воздухом и сравнительно мелкозернист (1—3 мм).

Основные процессы образования льда из режеляционного фирна (т. е. при влажном метаморфизме): 1) оседание и перекристаллизация фирна, 2) инфильтрация и замерзание талой воды. Второй процесс происходит, когда фирн, сильно промерзший зимою, летом энергично тает; если запас холода в фирне велик, а воды поступает много, то и формирование льда при помощи инфильтрации (т. е. просачивания воды в поры, занятые воздухом) протекает ускоренно. В случае слабого зимнего промерзания и незначительного летнего таяния изменение фирна идет преимущественно по первому пути.

В итоге режеляционный фирн дает начало двум видам льда: 1) инфильтрационно-рекристаллизационному, сравнительно мелкозернистому (4—10 мм), плотностью 0,82—0,84 г/см³, со множеством разнообразной формы пузырьков воздуха и с беспорядочно ориентированными кристаллами; 2) инфильтрационному — плотностью около 0,88—0,89 г/см³; главные оси зерен

ориентированы перпендикулярно к поверхности слоев, поперечник зерен от 0,5 до 2,5 см [4].

Продолжительность процесса превращения фирна в лед зависит от условий температуры и величины аккумуляции снега. Обычно для этого нужно 2—3 десятилетия, а в полярных странах — еще больше.

1.6 Метаморфизм льда

Почти единственный вид метаморфизма льда — это динамометаморфизм, т. е. изменение под влиянием большого давления. Причина давления, в основном, — собственный вес льда. Особенно значительны напряжения во льду в тех случаях, когда он движется [1].

При движении ледников происходит перекристаллизация льда и образуется вторично-рекристаллизационный лед. Зерна его неправильной зазубренной формы, ориентированы перпендикулярно к направлению движения и крупнее (до 15 см в диаметре и более), чем в первично-рекристаллизационном льду. Одни кристаллы в движущемся льду подвергаются пластическим, другие — упругим деформациям; первые, обладая меньшей свободной энергией по сравнению со вторыми, увеличиваются в размерах за счет вторых. Зерна не только растут, но и врастают друг в друга, сплющиваются, вытягиваются в направлении движения (рис. 1), а их главные оси стремятся расположиться перпендикулярно к направлению движения. Расти до бесконечности кристалл, конечно, не может. Чем он крупнее, тем большим подвержен напряжениям, и со временем рост кристалла неизбежно сменяется его раздроблением.

Другие возможные следствия ориентированного давления: плавление значительных участков льда и, когда устраняется избыток давления, замерзание воды; при медленном нарастании давления лед выдавливается в стороны (перпендикулярно давлению), если к тому нет механических препятствий;

наконец, в известных условиях порода скалывается, с перемещением одних ее частей относительно других по внутренним плоскостям разрыва; механический и тепловой эффект возникающего при этом трения способствует перекристаллизации.

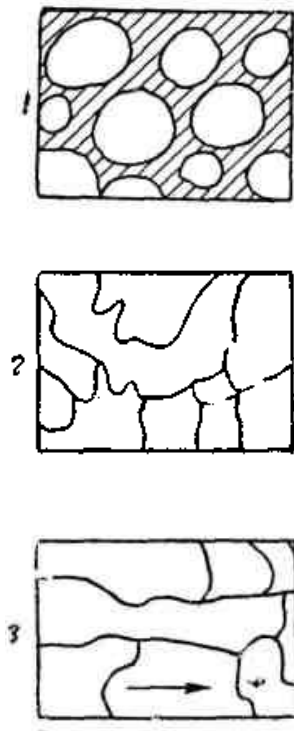


Рис. 1. Развитие ледниковых зерен

1 — фирн (круглые зерна; много пор, заполненных воздухом); 2 — молодой лед (исчезновение пор; зерна неправильной формы, вросшие друг в друга); 3 — старый лед (зерна вытянуты под действием давления и движения)

Плотность льда, возникшего путем постепенных превращений из снега, подчас заметно отличается от плотности чистого льда ($0,91676 \text{ г/см}^3$). Согласно П. А. Шуйскому [4], на поверхности ледника плотность льда может колебаться от 0,815 до 0,917, а на глубине 4,5 км (предельная известная мощность ледников) доходить до 0,922; из этого следует, что лед почти несжимаем. Для практических целей правильнее округлять плотность ледникового льда до 0,90 вместо обычного округления 0,91, так как льда, вовсе лишенного пузырьков воздуха (сказывающихся на плотности), не бывает.

Глава 2 Строение, режим и гидрологическое значение ледников

Ледники занимают свыше 15,5 млн. км², или более 10% всей суши. Объем льда во всех ледниках на Земле, по последним данным, достигает 24 млн. км³. Если бы этот лед растаял, то уровень Мирового океана поднялся бы более чем на 60 м.

2.1 Снеговая линия как граница области с положительным балансом снега

На поверхности земного шара всегда можно найти такое сочетание климатических условий, при котором среднее годовое количество осадков, выпадающих в твердом виде, равно убыли их на таяние и испарение. Эта граница, или уровень нулевого баланса прихода-расхода твердых осадков, который обусловлен взаимодействием климата и рельефа, называется **снеговой границей** или **снеговой линией**. Ниже снеговой границы приход снега меньше расхода; выше, наоборот, приход превышает расход. Это превышение наблюдается до некоторой высоты, в пределах **хиноносферы**, на верхней границе которой снова наступает равновесие. Между этими двумя границами на земном шаре располагается область, где возможно непрерывное накопление снега. В этой области и происходит образование ледников [1, 5].

В области накопления снега постоянно происходит разгрузка накопившихся запасов. Она осуществляется двумя путями: образованием ледников, переносящих массы льда ниже снеговой границы, где затем лед тает, и в результате схода лавин.

Когда говорят просто «снеговая граница» — имеют в виду теоретическую, или **климатическую, снеговую границу**, на которой нулевой баланс твердых атмосферных осадков определяется средним состоянием метеорологических условий за много лет на горизонтальной и незатененной поверхности.

Очевидно, та снеговая граница, какую мы непосредственно наблюдаем в некоторый момент, — не климатическая. Во-первых, потому что поверхность, на которой поκειται снег, не всегда бывает горизонтальной и, следовательно, на ней скажется влияние ее экспозиции (освещенности, затенения), во-вторых, высота этой границы зависит от конкретной метеорологической обстановки данного года и в разные годы будет различная. Поэтому видимую границу в отличие от климатической называют *местной*, или *истинной*.

Гляциологическая практика открыла и другие разновидности снеговой границы. Различают:

1) **Сезонную снеговую границу** — главным образом в умеренных широтах, где в холодное время года снежная пелена, окутывающая горные вершины, спускается по склонам очень низко, а летом опять поднимается кверху и в известный момент вновь сливается с местной снеговой границей.

2) **Орографическую снеговую линию** — нижнюю границу распространения постоянных снежников, сохраняющихся ниже климатической линии только вследствие особо благоприятных условий рельефа — в углублениях и затененных частях горных склонов.

3) **Предел, или границу оледенения** — уровень, который отделяет обледенелые горы и вершины (т. е. питающие ледники) от вершин, не несущих на себе ни льда, ни снега (т. е. не питающих ледники). Обычно он параллелен местной снеговой границе, но лежит выше ее на 100—300 м.

Летом на ледниках можно видеть горизонтальную линию, которая делит ледник на две части: верхнюю, постоянно покрытую снегом (так как летнего тепла здесь не хватает на таяние всего слоя снега, отложенного за предыдущую зиму), и нижнюю, где обнажается лед, лишенный снежного покрова. Граница эта получила название **фирновой границы**, или фирновой линии; называют ее также границей аккумуляции.

Снеговая граница — это уровень нулевого баланса твердых атмосферных осадков, который обусловлен взаимодействием климата и рельефа.

Целесообразно различать две основные разновидности снеговой границы: ту, высота которой зависит от метеорологической обстановки данного года, — назовем ее видимой снеговой границей, и ту, положение которой можно определить как среднее многолетнее из (положений видимой снеговой границы, т. е. обусловленное климатом района, — назовем ее климатической снеговой границей.

На леднике снеговая граница преобразуется в фирновую границу. Следовательно, фирновая граница — это уровень нулевого баланса первичных и перемещенных твердых атмосферных осадков, который обусловлен взаимодействием климата, рельефа и ледника.

2.2 Гляциоклиматические показатели

Гляциоклиматические показатели - это количественные показатели свойств климата, существенно влияющих на ледниковые процессы.

Главные из них: 1) высота снеговой границы; 2) сумма эффективных температур; 3) сумма солнечной радиации за теплый сезон; 4) количество осадков в фирновом бассейне; 5) количество твердых осадков, эквивалентное (по своему воздействию на годовой баланс ледника) изменению температуры воздуха на 1°; 6) температурный эквивалент осадков, т. е. изменение температуры, равносильное изменению количества твердых атмосферных осадков на 100 мм; 7) разного рода градиентные показатели: понижение температуры воздуха с высотой, изменение с высотой числа дней со снежным покровом, изменение с высотой атмосферных осадков вообще и процента твердых атмосферных осадков.

2.3 Источники питания ледника

Главный источник питания ледника — твердые атмосферные осадки, непосредственно отлагающиеся в бассейне питания. Так как роль снега

достаточно выяснена в предыдущей главе, мы остановимся здесь дополнительно на второстепенных источниках питания, именуемых, впрочем, так только потому, что значение их выяснено гораздо хуже, чем значение снега.

К этим источникам относятся:

1. Конденсация водяного пара в снеге и фирне (при некоторых определенных условиях).

2. Нарастающие осадки — иней, твердый налет, но главным образом изморозь.

Толщина слоя изморози на горных вершинах и их склонах достигает 1 м, а нередко 1,5—2 м и более, после чего эта масса под собственной тяжестью соскальзывает вниз и может попасть непосредственно в область питания ледника. Изморози на склонах бывает иногда так много, что она обрушивается в форме лавин.

3. Метелевый снег. Формирование настоящих ледников происходит именно в подветренных частях отдельных возвышенностей, куда снег перевевается с наветренной стороны; в частности, наибольшее оледенение Кавказа развилось в ветровой тени Главного Кавказского хребта. На Эльбрусе благодаря метелевому переносу основные массы снега скапливаются в поясе от 4000 до 4500 м, поэтому фирновая область получила форму кольца.

4. Наложенный лед. Как известно, снег, попавший в бассейн питания ледника, преобразуется со временем в фирн, а затем в лед. Однако бывает, что снег, выпавший на леднике зимою, летом весь растаивает, а возникшая из него талая вода при соприкосновении с холодным льдом ледника вновь замерзает и образует наложенный лед. Следовательно, снег, выпавший на ледник, участвует в его питании не в форме осадочного и метаморфического льда, а во вторичной форме льда гидрогенного.

К «случайным» источникам питания ледников причисляют также снежные обвалы, или лавины (древнероманское *labina*—скольжение, оползень). Три основные причины возникновения обвалов снега: 1) выпадение или наметание свежего снега на старый; это ведет к увеличению общего веса снега

на склоне, 2) уменьшение прочности снега при его перекристаллизации — это, пожалуй, главная причина многих обвалов, 3) таяние снега [1]. Талая вода, циркулирующая на границе соприкосновения снега с почвой, разрушает связь между грунтом и снегом; при оттепели отсыревший рыхлый снег сдвигается целым пластом; если на склон, покрытый снегом, упадет со скал снежный карниз или комья подтаявшего снега, они, катясь вниз, облепляются снегом, отрывающиеся от них кусочки тоже накатывают на себя снег, и весь склон покрывается сотнями комков, которые мчатся вниз и, сливаясь в общую массу, образуют лавину.

Первые две причины стимулируют возникновение зимних лавин. Снег начинает ползти по склону и, дойдя до крутого перегиба, обрушивается от малейшей причины. Достаточно бывает порыва ветра, выстрела или даже громкого крика, сотрясающего воздух,— и гигантская масса снега срывается и падает, разбиваясь в облако белых ледяных брызг. В теплое время года лавины чаще всего возникают вследствие таяния снега.

В соответствии с этим издавна принято различать две главные категории лавин:

1. Пылевые лавины — *Staublawinen, avalanches de poussiere*. В Пиренеях их называют «летучими лавинами» (*avalanches volantes*), а в Тессине — «холодными лавинами» (*avalanga fredda*), так как они падают преимущественно зимой.

2. Грунтовые лавины — *Grundlawinen, avalanches de fond*, в Пиренеях — *avalanches terrieres*, в Тичино — «теплые лавины» (*avalanga calda*), так как они падают весной.

Однако это подразделение далеко не отображает всей сложности явления и всех его многочисленных форм. Зернистый сыпучий снег, напоминающий порошок, может стекать по пологим склонам совершенно спокойно, струями, — такие лавины невелики и неопасны. Но сыпучий снег может двигаться и гораздо быстрее, тогда перемещение лавины сопровождается клубами снежной пыли и сильным ветром. Очень характерную лавину дает сухой спрессованный

снег: отдельные участки его при сползании сохраняют форму плитообразных глыб («снеговые доски»); когда глыбы падают, слышен своеобразный рокот. В лавинах может принимать участие и смешанный снег (старый — мокрый и свежевывающий — сухой). Движение снега в лавинах самое разнообразное: он несется по воздуху, скользит и сползает, оплывает, течет, перекачивается в виде шаров и глыб и т. п.

Скорость мокрых лавин до 10—20 м/сек, сухих — до 80—100 м/сек. Она зависит не только от качества снега (сухой, мокрый), но и от его общей массы, профиля горного склона и т. д. Сход лавин наблюдается со склонов крутизной от 15° до 60°, но иногда и 10—12°.

Лавины не принадлежат к регулярным источникам питания ледников. Однако для очень многих ледников в разных странах этот тип питания не менее нормальный, чем атмосферные осадки. Лавины — вовсе не случайные явления. Они — неотъемлемый элемент высокогорной природы. Общий объем вещества, вливаемого лавиной одновременно в область питания ледника, бывает весьма значительным: от 200 до 20 000 м³, в отдельных случаях — до 2—3 млн. м³, а иногда 50—75 млн. м³.

2.4 Образование и режим ледников

Образование ледников связано с климатом и особенностями рельефа. Накоплению снега способствуют полые и слабовыпуклые формы рельефа, горизонтальные площади. Крутые вершины с отвесными склонами, на которых снег не может держаться, напротив, не способствуют возникновению ледников. Для формирования ледников наиболее благоприятен морской климат с большим количеством осадков при достаточно длительном периоде с отрицательными температурами. Сухой континентальный климат с малым количеством осадков и с жарким летом, наоборот, не благоприятен для процессов оледенения.

Ледником, по С. В. Калеснику [2, 3], называется естественная масса фирна и льда, обладающая постоянным собственным движением, расположенная главным образом на суше и образованная путем накопления и преобразования твердых атмосферных осадков. Ледники существуют длительное время, имеют определенную форму и значительные размеры. Зарождение ледников происходит в области положительного снежного баланса. Образовавшийся глетчерный лед, придя в движение, достигает снеговой границы и, перейдя через нее, попадает в область отрицательного баланса, где происходит таяние льда. Таким образом, в каждом леднике существуют две характерные области: **область питания ледника**, или **фирновая область**, и **область стока**, или **язык ледника**. Граница между областями питания и стока называется фирновой линией. Указанные области наиболее отчетливо выражены у горных ледников. Ледник при движении производит обработку склонов долины и дна своего ложа. Обломки горных пород, попадая на поверхность ледника, движутся вместе с ним. Часть этого материала сохраняется на поверхности и образует поверхностные морены, располагающиеся в виде продольных валов на поверхности ледника. Часть материала проникает внутрь и образует **внутреннюю и нижнюю морены**.

Наиболее благоприятны условия накопления твердого материала по краям глетчера. Здесь с окружающих утесов скатываются камни или сползают шлейфы осыпей. Материал этот, попав на ледник, тянется по обоим краям ледника в виде гряд **боковых морен** (рис. 2).

Обломки горных пород на поверхности ледника разрушаются в результате морозного выветривания и под действием ветра; проникнув в толщу льда, обломки стираются и некоторые из них образуют ледниковую «муку» — тонкие илистые частицы, характерные для взвешенных наносов потоков, вытекающих из ледников.

Весь моренный материал ледник выносит к своему концу и здесь в результате таяния льда нагромождает в виде вала — **конечной морены**.



Рис. 2. Ледник Федченко [2]

На заднем плане — фирновая область, на переднем — средняя часть языка ледника. Видны трещины и поверхностные морены (черные полосы), боковые и срединные

Расход вещества ледника происходит как вследствие механических причин (выдувание снега в области питания, обвалы концов языка), так и путем абляции — таяния и испарения льда, по преимуществу с его поверхности.

Изменение соотношений между приходной и расходной частями баланса вещества ледников приводит к изменению их размеров. При равенстве прихода и расхода вещества ледник находится в стационарном состоянии, при превышении прихода над расходом ледник увеличивается (наступает), при обратном соотношении убывает (отступает). Многолетние колебания ледников связаны с изменениями условий питания, т. е. отражают изменения климата.

Ежегодные колебания концов ледников составляют обычно несколько метров или десятки метров. Но бывают случаи и более значительных колебаний. Так, Большой Тихоокеанский ледник на Аляске за один лишь 1911-12 г. отступил на 2292 м. На Кавказе первая половина XIX столетия была временем последнего максимального развития ледников: снеговая линия тогда

лежала на 70—75 м ниже, чем современная [2, 3], с середины столетия наметилось отступление, прерываемое задержками и сравнительно небольшими наступаниями. Эти наступания (не всюду) отмечены в 1877—1887, 1907—1914, 1927—1933 гг.

2.5 Типы и распространение ледников

Различают два основных типа ледников — материковые и горные. Главную роль в ландшафтной оболочке Земли играют материковые ледники, или ледниковые щиты, примером которых могут служить ледниковые щиты Антарктиды и Гренландии.

Горные ледники имеют несоизмеримо меньшие размеры, их форма определяется формой вместилища. Движение обуславливается в основном уклоном ложа и направлено, в отличие от ледниковых щитов, в одну сторону — от истоков к концам языков. Скорости движения, как правило, большие.

Существует довольно значительное число типов горных ледников. К простейшим из них относятся ледники горных склонов и вершин: кальдерные, расположенные в кратерах потухших вулканов; звездообразные, образующие несколько коротких языков, выходящих из одного общего фирна, расположенного на вершине горы; каровые, находящиеся в карах; висячие, расположенные на крутом горном склоне в неглубокой впадине.

Более сложные долинные ледники. Среди них различают простые, состоящие из одного потока, сложные, имеющие притоки первого порядка, и древовидные, имеющие притоки, являющиеся в свою очередь сложными. Еще более сложные ледниковые образования, возникающие в результате соединения нескольких самостоятельных ледников в области питания или стока.

2.6 Гидрологическое значение ледников

Талые воды горных ледников являются одним из источников питания рек. Доля ледникового питания в общем стоке большинства рек, берущих начало из ледников, относительно невелика и только в непосредственной близости к леднику она может достигать 50% годового стока и иногда несколько превышать эту величину. Остальная часть годового стока этих рек формируется за счет других источников питания, главным образом таяния сезонных снегов, залегающих на поверхности ледника и обрамляющих его склонах. По мере удаления от ледника и уменьшения степени оледенения речного бассейна доля ледникового питания заметно уменьшается. Тем не менее, наличие ледников в речном бассейне создает совершенно своеобразные особенности режима стока и уровней в течение года и оказывает существенное влияние на изменчивость годового стока таких рек, значительно снижая его.

Реки, в питании которых принимают участие ледники, отличаются растянутым летним половодьем и относительно небольшим колебанием уровней и расходов (тянь-шаньский тип водного режима, по классификации Зайкова). В начале половодья сток таких рек происходит за счет таяния сезонных снегов, как на самом леднике, так и на обрамляющих ледник горных склонах. Увеличение расходов воды происходит медленно, что связано с медленным потеплением в бассейне и малыми площадями таяния, а также регулирующей ролью самого ледника. По мере освобождения языка ледника от снежного покрова в питании реки начинают участвовать одновременно талые воды снега и льда. Роль ледникового питания при этом постепенно увеличивается. В зависимости от режима таяния и размера площадей, охваченных одновременно таянием, максимальные расходы в период половодья наблюдаются в июле — начале августа. Спад заканчивается к октябрю. На общем фоне повышенной волны половодья, как на подъеме, так и на спаде наблюдаются отдельные паводки. Появление их вызывается сменой погоды и изменением интенсивности таяния. Иногда паводки являются результатом

быстрого сброса вод из ледниковых озер или других емкостей в теле ледника, вызванного прорывом ледяных перемычек или морен. Иногда паводки достигают катастрофических размеров, вызывают разрушения и сопровождаются человеческими жертвами. Прорывы ледниковых озер известны во многих ледниковых районах (Альпах, Кордильерах, Гималаях, Скандинавии, Каракоруме и др.).

Анализ водного режима рек, вытекающих из больших ледников, позволяет предполагать, что в первую половину лета происходит аккумуляция воды в теле ледника и на его поверхности — в озерах, в понижениях между боковыми моренами и телом ледника, в устьях притоков. Во вторую половину лета происходит отдача этих вод. В соответствии с этим в первую половину лета при одной и той же температуре воздуха расходы воды реки в истоке ее из ледника должны быть меньше, чем во вторую половину лета.

Температура воды в истоке рек в период половодья близка к 0°C и обычно днем не превышает $0,5^{\circ}\text{C}$, а ночью $0,1—0,2^{\circ}\text{C}$. По мере удаления от ледника вода в реке нагревается, и тем быстрее, чем меньше водность реки.

Вода рек, вытекающих из ледников, отличается повышенной мутностью и малой минерализацией. Зоной формирования твердого стока таких рек является главным образом зона абляции. К истоку реки вместе с талыми водами в большом количестве поступают продукты выветривания горных пород, скапливающиеся на леднике. Мутность резко снижается, если река вытекает не непосредственно из грота ледника, а из озера, подпруженного мореной и собирающего талые воды с ледника.

Изучение режима горных ледников и режима рек, вытекающих из них, имеет большое практическое значение, особенно для тех районов, где земледелие основано на искусственном орошении и использовании для этой цели вод рек, питающихся талыми водами льда и снега в горах.

Глава 3 Основные закономерности современного оледенения на Кавказе

3.1 Морфолого-морфометрическая характеристика современного оледенения

Современное оледенение на Большом Кавказе прослеживается на северном и южном склонах. На северном склоне ледники расположены от г. Фишт на западе до г. Тфан на востоке. На южном склоне участок распространения их короче и ограничен на западе г. Псеашха Южная, а на востоке — г. Таниэ. Общая протяженность северного склона с современным оледенением, составляет 750 км, южного — 400 км. Ледники на северном склоне отмечаются на Главном и Боковом хребтах, на южном — Главном и хребтах, составляющих Южный Боковой хребет (Гагрский, Бзыбский, Чхалтинский, Кодорский, Сванетский, Одишский и др.). Число ледников на Большом Кавказе по состоянию на 2000 г. составляло 2103, а площадь их — 1248 км². И количество, и площадь ледников по территории распределены неравномерно (приложение 2). Первые два ледника находятся на западе в истоках р. Белой (г. Фишт). Далее на восток ледники имеются уже в истоках всех основных притоков Кубани, Терека, Сулака и Самура. Последние ледники находятся в верховьях р. Кусарчай. На южном склоне Большого Кавказа первые ледники расположены в бассейне р. Мзымта, а последние — в истоках р. Пшавская Арагви (г. Таниэ). Преобладающая часть ледников сосредоточена на северном склоне, где находится 72% числа ледников и 68% их площади. Наиболее развито оледенение в центральной, наиболее высокой части Большого Кавказа, где в бассейнах Терека и Ингури расположено почти 69% от площади и 52% от числа всех ледников Большого Кавказа.

Между вершинами Псыш (3490 м) на западе и Казбек (5048 м) на востоке современное оледенение распределено особенно неравномерно, в виде так называемых «узлов», приуроченных к наиболее возвышенным участкам Главного и Бокового хребтов.

В этих узлах, согласно С. В. Калеснику, «... рельеф по отношению к общим климатическим условиям играет как бы роль линзы, собирающей в один фокус все те элементы, которые способствуют возникновению ледников» [2]. Ледники в узлах в области питания соединяются между собой, образуя на несколько десятков километров как бы единое снежно-ледяное поле. Длина некоторых ледников, начинающихся в крупных узлах, достигает 8-17 км, а их площадь — 20-35 км². Всего на Большом Кавказе 15 узлов современного оледенения, из которых четыре находятся на Западном Кавказе, а остальные — на Центральном. Размеры оледенения «узлов» — от 23,3 до 168,8 км², а число ледников — от 14 до 96. Наиболее значительными узлами являются: Безенгийско-Цаннерский (168,8 км²), Башильско-Лекзырский (121,8 км²), Караугомско-Цейский (81,7 км²), Эльбрусский (120,3 км²) и Казбекский (78,1 км²). Последние два приурочены к вулканическим конусам гор Эльбруса и Казбека. У ледников, спускающихся с этих гор, область питания является единой для многих ледников.

Так, на склонах г. Эльбрус находится 21 ледник с общей площадью 120,3 км² и с наибольшей длиной 10,1 км. У большинства в области питания почти невозможно установить ледоразделы и только на самых нижних участках они четко разделяются лавовыми потоками на отдельные языки. На Казбекском массиве находится 63 ледника общей площадью 81,7 км² и наибольшей длиной 8,5 км. Они берут начало с вершин Казбек (5048 м), Майлихох (4506 м), Гимарайхох (4780 м) (рис. 3).

К западу от г. Псыш и к востоку от г. Казбек оледенение представлено небольшими разрозненными группами ледников, приуроченными к наиболее высоким вершинам. К западу от г. Псыш в истоках левых притоков Кубани расположено 98 ледников с общей площадью 27,3 км², т.е. средней площадью 0,28 км². Морфологические типы ледников — каровый и висячий. Наибольший ледник Псеашха каровый долинный длиной 3,1 км и площадью 1,8 км². Особенностью ледников этого района является их низкое высотное положение, что связано с благоприятными условиями питания ледников — здесь выпадает

большое количество атмосферных осадков (2500-3500 мм) и все ледники, расположенные в карах, имеют значительное лавинное и метелевое питание.

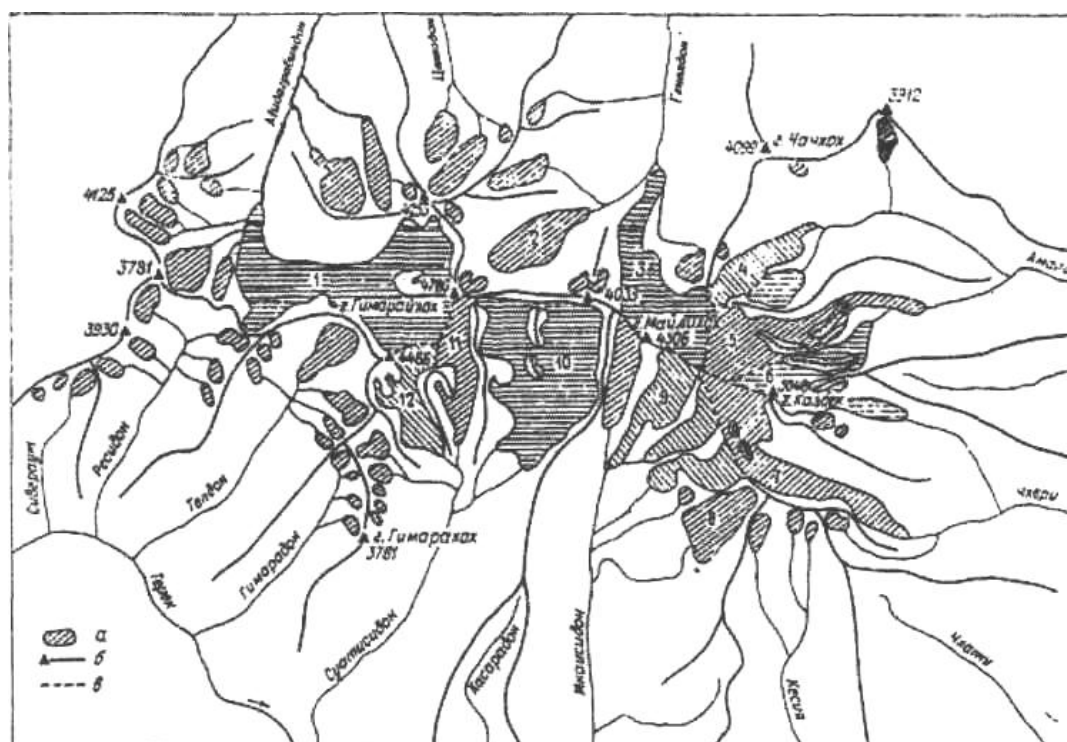


Рис. 3. Схема расположения ледников в Казбекском узле оледенения на 2000 г.

а — ледники, б — вершины и хребты, в — ледоразделы; 1-12 — номера ледников: 1 — Мидагравин, 2 — Колка, 3 — Майли, 4 — Чач, 5 — Девдоракский, 6 — Абано, 7 — Гергети, 8 — Денкара, 9 — Мна, 10 — Суатиси Восточный, 11 — Суасити Средний, 12 — Суасити Западный [7]

К востоку от г. Казбек современное оледенение отмечается только на Главном хребте и его отрогах. Здесь он прорезан реками и представляет отдельные массивы с высотами почти до 4500 м (Тебулосмта, 4493 м; Диклосмта, 4285 м; Базардюзи, 4466 м; Шахдаг, 4251 м). Ледников в этом районе 303 общей площадью 96,84 км², т.е. средняя площадь ледника равна 0,32 км². Наибольший — Беленги — имеет площадь 2,9 км², а длину 3,2 км. Все

ледники приурочены к наиболее высоким массивам. Морфологический тип их преимущественно каровый, кары хорошо выраженные, глубокие.

Средняя площадь ледников Большого Кавказа $0,59 \text{ км}^2$ при наибольшей в бассейне р. Ингури, где она достигает $1,02 \text{ км}^2$, и минимальной — $0,21 \text{ км}^2$ в бассейне р. Хоби. Ледников с площадью до $1,0 \text{ км}^2$ в регионе 84%, они занимают 34% от общей площади оледенения.

Ледников с площадью более $10,0 \text{ км}^2$ — 16 (0,8% общего числа ледников), но по площади они составляют 25% общей площади оледенения. Все они находятся в центральной части Большого Кавказа. Ледников с площадью более $20,0 \text{ км}^2$ - шесть.

Наибольшим как по площади, так и длине является ледник Безенги, расположенный на северном склоне в истоках р. Черек (бассейн Терека). Сведения о других крупных ледниках приведены в приложении 3.

Основными морфологическими типами ледников на Большом Кавказе являются каровые, висячие и долинные. По количеству преобладают каровые и висячие (76,8%), в то время как по площади — долинные (сложные и простые), на которые приходится около 48,9% общей площади, однако составляют всего 10,9% от всего числа ледников. К сложным долинным относятся крупнейшие ледники, расположенные в центральной части Большого Кавказа. Из других морфологических типов здесь отмечаются ледники конических вершин, плоских вершин и присклоновые. Большое число морфологических типов ледников в регионе связано с деградацией современного оледенения в течение нескольких последних столетий.

Здесь наблюдается четкая приуроченность ледников сложных морфологических типов к центральной, наиболее высокой части Большого Кавказа, и простых — к западной и восточной частям, где расположены ледники почти исключительно конечных морфологических типов, которые при дальнейшей деградации в другие типы не переходят, а исчезают. В центральной части и в настоящее время происходит активная деградация оледенения, в результате чего от долинных ледников отчленяются притоки, а каровые

долинные и висячие каровые ледники распадаются на несколько частей, образуя, в свою очередь, каровые, висячие, карово-висячие и присклоновые ледники.

На поверхности большинства ледников отмечается наличие моренного материала и различных ледниковых форм рельефа, связанных с неравномерностью таяния льда. В период таяния на поверхности ледников, особенно долинных, образуются небольшие ручьи (шириной до 100-150 см и глубиной 50-100 см). Моренный покров нередко закрывает конец языка ледника сплошным покровом площадью до 2,0-6,8 км². Толщина моренного покрова у большинства ледников невелика (3-5 см), что приводит к усилению таяния льда. На некоторых ледниках она достигает 50-200 см, что, наоборот, вызывает резкое уменьшение или даже полное прекращение таяния льда.

3.2 Изменение размеров оледенения в XX столетии

На Большом Кавказе, как и в других горных системах, в последние несколько сот лет размеры оледенения уменьшаются. При этом отмечаются следующие ступени его деградации [8]:

- а) сокращение сложных долинных ледников вплоть до склонов главных хребтов с последовательным отчленением боковых притоков;
- б) распад ледников и уход на склоны;
- в) сокращение и распад ледников внутри цирков и каров;
- г) исчезновение ледников.

Все эти четыре стадии деградации оледенения четко прослеживаются в данном регионе. В результате в XX столетии повсеместно отмечено изменение числа ледников, уменьшение площади, толщины и объема их массы, а также уменьшение длины (отступление).

3.2.1 Изменение числа ледников

За 1895-2000 гг. на Большом Кавказе число ледников увеличилось на 255, или на 14% и произошло это на обоих склонах. По отдельным бассейнам рек происходил главным образом рост числа ледников, хотя в нескольких бассейнах отмечено и уменьшение (Кубань, Кусарчай, Бзыбь, Кодори).

Общей причиной распада ледников и отчленения притоков является несоответствие размеров современного оледенения климатическим условиям. Поэтому происходит интенсивное понижение поверхности ледников, приводящие к отчленению притоков, особенно тех, которые располагаются на крутых склонах. Небольшие притоки при этом просто отрываются от основного ледника. Значительные, длиной более 1-3 км, занимающие кары или даже висячие долины, обычно находятся в подпруженном состоянии и поэтому при понижении поверхности главного ледника у них также происходит понижение поверхности. После отрыва от главного ледника нередко длина притока вначале увеличивается, а через 2-3 года происходит резкое сокращение его длины, которое продолжается со значительной скоростью 20-30 лет.

3.2.2 Уменьшение площади оледенения

Поскольку, как сказано выше, размеры современного оледенения не соответствуют современным климатическим условиям, площадь его в последние несколько сотен и даже тысяч лет постепенно сокращается. За 1895-2000 гг. она уменьшилась на 948,3 км², или на 43,2%, т.е. на 9,03 км²/год. При этом скорость сокращения в последние 30 лет была меньшей, чем в 1895-1970 гг. на северном склоне в 2,07 раза, а на южном — в 1,61 раза. То есть темп сокращения оледенения в 1970-2000 гг. довольно значительно понизился, что позволяет сделать вывод об улучшении состояния современного оледенения.

3.2.3 Уменьшение толщины и объема ледников

Одновременно с сокращением площадей и длины происходит уменьшение толщины и объема ледников и в целом оледенения Большого Кавказа. Толщина за 1895-2000 гг. сократилась на 9 м, или 23% от толщины ледников на 1895 г., при этом уменьшение толщины на северном склоне меньше, чем на южном, на 3 м, где она уменьшилась на 12 м, или на 25%. Наиболее существенно толщина ледников сократилась в бассейнах рек Кодори, Ингури и Терека — до 20-25 м. Минимальные значения сокращения отмечены на ледниках в бассейнах рек Кусарчай, Хоби и Мзымта (1-3 м), т.е. в бассейнах, где преобладают каровые ледники с небольшой площадью и в значительной мере закрытые моренным чехлом. Максимальные величины сокращения отмечаются у долинных ледников и в среднем составляют 40-60 м. У каровых и висячих ледников она значительно меньше и не превышает 10 м. Убытие толщины неравномерно по длине ледника: наибольшее оно у концевой части языка, минимальное — в области питания. У сложных долинных ледников в концевых частях уменьшение толщины достигает 50-80 м, а в области питания 1-10 м.

У всех ледников за рассматриваемый период произошло уменьшение объема льда. В целом он сократился на 88,003 км³, или на 56% от объема льда на 1895 г., т.е. несколько больше в сравнении с сокращением площади оледенения. На северном склоне объем сократился на 10% больше, чем на южном, и достиг 59%. По отдельным бассейнам рек наиболее значительное уменьшение объема отмечается в бассейнах Терека (56,438 км³), Ингури (17,122 км³) и Кубани (5,754 км³), составляя соответственно 60, 47 и 46% от объема льда на 1895 г.

3.2.4 Увеличение высоты нижней границы ледников

Высота нижней границы ледников за рассматриваемый период увеличилась в среднем для Большого Кавказа на 200 м, на северном склоне — 160 м и южном — 300 м. По отдельным бассейнам рек различие в увеличении высоты нижней границы ледников также весьма значительно и составляет на северном склоне 100 м, а на южном — 240 м. Наибольшие величины роста высоты нижней границы отмечаются в бассейнах рек южного склона (Мзымта — 340 м, Кодори — 350 м). На северном склоне максимальная высота в бассейне р. Самур — 220 м.

3.2.5 Отступление ледников

Одновременно с уменьшением площади и объема ледников происходит их отступление (сокращение длины нижней части языка ледника). Определить его величину сравнительно проще, чем изменение площади, поэтому сведения о нем имеются для многих ледников не только за весь рассматриваемый период, но и за отдельные годы [8].

В целом за 1895-2000 гг. практически все ледники отступили. Величины отступления за этот период колеблются в широком диапазоне — от 100 м у карово-висячего ледника (№ 125, р. Черек) до 3372 м у долинного ледника Тана (р. Урух). В среднем отступление ледников за последние 100 лет для Большого Кавказа составляет 600 м. Величины отступления зависят от морфологического типа ледников: чем крупнее ледник, тем больше у него отступление, и наоборот. Наибольшие величины отмечены у сложных-долинных ледников обоих склонов, особенно на южном склоне, где они в среднем равны 1510 м.

Значительно отступили и ледники конических вершин, простые долинные, карово-долинные и висячие долинные (670-810 м). Ледники других морфологических типов — значительно меньше — на 330-490 м. Минимальные величины отступления (330-390 м) отмечены у ледников присклоновых и

висячих, т.е. имеющих небольшие размеры, закрытых моренным материалом (присклоновые), или с концами языков, оканчивающимися на значительных высотах (висячие).

На фоне общего отступления отмечаются случаи наступания или стационарирования отдельных ледников, причем эти явления зафиксированы непосредственными наблюдениями [7,8].

Причинами наступания в основном являются благоприятные погодные условия, способствующие понижению абляции или повышению аккумуляции на ледниках.

На Большом Кавказе, как и в других ледниковых районах, имеются ледники, в отдельные годы интенсивно наступающие, т.е. продвигающиеся вниз по долинам, увеличивая свою длину за короткий промежуток времени (обычно за несколько месяцев) на несколько сотен и даже тысяч метров. Они называются пульсирующими. Зафиксированы пульсации у десяти ледников [7], наиболее значительны у Девдоракского, Колка и Муркар.

Глава 4 Роль оледенения в формировании озёрных котловин

На рассматриваемой территории большая часть озёр сформировалось в результате ледниковых процессов, которые связаны с древним и современным оледенением.

К числу нивально-гляциальных процессов, имеющих отношение к формированию озёрных котловин, относятся **экзарация, эрозия ледниковыми водами, нивация, подпруживание льдом или скоплениями моренного материала, просадки при вытаивании мёртвого льда** [14]. Во многих случаях озёрная котловина есть производная нескольких вышеперечисленных механизмов образования. Так, например, при воздействии движущегося ледника на свое ложе могут одновременно происходить и экзарация, и эрозия ледниковыми водами. Эти два процесса происходят почти всегда параллельно.

Рассмотрим более конкретно проявление некоторых механизмов образования.

4.1 Экзарация

Экзарация - это ледниковое выпаживание, разрушение ледником горных пород, слагающих ложе ледника, и удаление продуктов разрушения (отторженцев, валунов, гальки, песка, глины и др.) движущимся ледником. Она играет существенную роль в образовании озёрных котловин. Исследования показали, что в зависимости от характера ледникового потока, скорости его движения, уклона ложа и ряда других факторов лёд ведёт себя как вязкая жидкость при ламинарном течении, как пластичное тело в случае относительно медленного движения или как глыбово-блоковый поток в случае быстрого движения. Ясно, что от характера движения ледника в основном и зависит его экзарационная способность.

Многочисленные проявления экзарации обычно объединяют два основных типа: отщепление движущимся льдом отдельных обломков или глыб

породы и ледниковое истирание или абразия. Как полагают, эти два процесса действуют одновременно, и только их относительная роль меняется в зависимости от типа движения льда.

Наряду с классическими формами каровых озёр, распространение которых характерно для всех альпийских горных систем, в пределах Большого Кавказа встречаются и особые формы: карово-моренные, подпруженные не ригелем, а моренами (например, озеро Эпчик). (Ригель [нем. Rigel — преграда] — поперечный скалистый порог (или ступень), пересекающий ледниковую долину — трог. Морéна - ледниковые отложения, образовавшиеся в результате накопления обломочного (моренного) материала в теле ледника в процессе его движения, выпахивания ложа и последующего таяния.) Отсутствие ригеля у котловин можно объяснить отсутствием переуглубления ложа ледником, поскольку он, по всей вероятности, был небольшим присклоновым образованием. С.В. Калесник писал, что ледник, возникающий в каре, не обязательно разрабатывает днище кара. (Кар [шотландское corrie — кресло] — нитеобразное (креслообразное) углубление, врезанное в верхнюю часть склонов гор). Оно может быть плоским. Это, безусловно, справедливо для нивальных каров, а также для каров, в которых ледники не достигают днища. Кроме того, в некоторых каровых ледниках может не происходить вращательного скольжения льда.

В зависимости от динамического состояния интенсивность ледниковой экзарации составляет 1,4-3,2 мм/год. Таким образом, формирование озёрных котловин — процесс очень длительный и, возможно, прерываемый при исчезновении ледников и вновь возобновляемый при заполнении кара льдом. Заполнение котловин водой происходит неоднократно в соответствии с динамикой оледенения.

4.2 Эрозия ледниковыми водами

Этот процесс способствует формированию одновременно нескольких озёрных котловин в пределах одного кара. Такие озёра, возникшие после исчезновения ледника, выделены впервые в монографии [14] и получили название карово-ложбинных.

Механизмы эрозии ледниковыми водами и обычными водотоками сходны, но гидрологические условия, при которых они протекают, различны. Поскольку направления потоков талых вод определяются давлением льда, они нередко выступают на контакте с прочими породами в обстановке, при которой нормальный поток не смог бы существовать.

Экспериментальные данные свидетельствуют, что для талых потоков характерны быстрые и значительные изменения объёмов, расходов и скоростей течения воды изо дня в день и от сезона к сезону. Временами при прорыве внутриледниковых полостей эти величины возрастают до исключительно высоких значений. Так, например, объём прорыва в толще ледника Гарабаши на Эльбрусе 13 июля 1959 г. исчислялся 60 000 м³ воды [15]. Очевидно, в этих случаях скорость воды достигает десятков и больше метров в секунду. Исходя из этого, генезис озёрных котловин на ледниковом ложе связывается с кавитационной эрозией, развивающейся в тех местах, где скорость воды на контакте с ложем приобретает ненормально высокие значения.

4.3 Нивация

Нивация — снежная эрозия, разрушительное воздействие снежного покрова на породу посредством усиленного морозного выветривания в условиях попеременного замерзания и оттаивания. Она происходит главным образом вблизи снеговой границы. Нивация имеет первостепенное значение для образования нивально-экзарационных озёр. Они широко распространены в рассматриваемом регионе, что связано, по всей вероятности, с интенсивным

расчленением территории (наличие эрозионных воронок в верховьях рек) и благоприятными климатическими факторами (накопление снега на подветренных склонах, частые оттепели и т. д.).

В результате нивации под снежником образуется относительное понижение (нивационная ниша) на его выходе. Рыхлый субстрат, образовавшийся в результате морозного выветривания и плоскостного смыва и скапливающийся на выходе нивационной ниши, играет роль плотин для талых вод. Важно отметить и время образования нивационной ниши. Скорость денудации в нивальной нише 0,0074 мм/год, а время её образования — около полумиллиона лет.

4.4 Подпруживание моренным материалом и льдом

Современные морены занимают околледниковое пространство, причленяются к ледникам и являются как бы его продолжением в виде части ледника, погребённой моренными отложениями. Возникновение озёр связано с перекрытием конечной фронтальной мореной речного потока, вытекающего из ледника. Такие озёра называют приледниковыми или краевыми. К числу примыкающих к леднику, водоёмов относится озеро у конца ледника Аманаузского (№ 59 по каталогу), расположенное в истоках р. Псыш (бассейн р. Большой Зеленчук). Подобных озёр на Большом Кавказе много. Это незначительные по площади (от 100 до 30 000 м²) и глубине от 0,5 до 10 м водоёмы, примыкающие к леднику, удалённые на некоторое расстояние или лежащие в долинах, где ледники к настоящему времени растаяли.

Озёрные водоёмы, называемые латеральными, образуются и при подпруживании талых и грунтовых вод боковых и береговых морен. Они могут непосредственно примыкать к бортам трогов и иметь односторонний крутой склон, и более пологий, ближе к коренному склону. Это характерно в основном для суженных участков долины. Нередко береговые морены представляют

собой гряды, отделённые от бортов, трогов ложбинами стока и имеющие асимметричное строение [16].

В зависимости от морфологических особенностей указанных морен и их размеров латеральные озёра могут располагаться:

1) между боковой мореной и ледником. К их числу относится, например, озеро Магана, расположенное у левого борта ледника Магана (№ 74) в бассейне р. Псыш, левая составляющая р. Большой Зеленчук;

2) у склона долины в «кармане» морен в ложбинах стока, отделённых от ледника валом морены. Сюда следует отнести водоёмы ледника Алибекский (озеро Турье);

3) в понижениях между валом боковых морен, например, вблизи правого борта Марухского ледника.

Для латеральных озёр характерны незначительные размеры (не превышающие 20 000 м²), небольшие глубины (до 10 м), малая изрезанность береговой линии, сильно изменяющийся уровень воды в зависимости от погодных условий, значительная мутность озёрных водоёмов.

4.5 Подпруживание льдом

Не исключено образование запрудных водоёмов при наступании ледников, то есть при продвижении основного его тела вниз по долине и подпруживания воды боковых притоков или при выходе бокового ледника в основную долину.

Действительно, многие озёра возникали и неоднократно прорывались в период так называемой малой ледниковой эпохи (стадии Фернау) или в случаях пульсационных подвижек отдельных ледников на общем фоне отступления или относительной стационарности. В настоящее время таких водоёмов, подпруженных ледниками, на Большом Кавказе нет. Однако вероятность их возникновения и последующих прорывов существует.

4.6 Просадки при вытаивании мёртвого льда

Мёртвый лёд – это части ледника, утратившие связь с областью питания и прекратившие движение; они расположены обычно ниже конца активного ледникового языка. Часто встречаются группы озёр, расположенные в моренах и подпруженные таким мёртвым льдом. Они располагаются среди конечно-моренных образований, представляющих собой нагромождения рыхлообломочной породы, часто прослоенные блоками и линзами льда, отчленившимися или сохранившими связь с телом основного ледника. Моренный рельеф осложнен многочисленными грядами, холмами, ложбинами, воронками и блюдцеобразными понижениями. Наличие погребённого льда является важной особенностью современных морен. Находясь под чехлом грубообломочного и мелкозернистого материала, эти льды тают значительно медленнее, чем языки ледников, поэтому на пути движения потоков талой воды образуется возвышение, способствующее появлению отрицательных форм рельефа. При этом широкое развитие получают явления, приводящие к просадке моренных отложений, что также ускоряет процесс озёрообразования на моренах. Кроме того, благоприятное влияние на возникновение новых озёр оказывают различные пластические подвижки погребённых льдов, вызывающие появление на поверхности морен разломов и трещин, заполняемых талой водой. Ванны озёр постоянно подвергаются воздействию термокарстовых процессов, а также механической и термической деятельности водных потоков. Действие всех факторов на изменение озёр в каждом конкретном случае совершенно своеобразно и зависит от сочетания случайных условий. Такие озёра называются западинными или термокарстовыми.

Существующие на Большом Кавказе термокарстовые водоёмы незначительны по размерам и глубине. Наиболее характерным районом их распространения являются бассейны рек Теберда, Учкулан, Баксан, Черек и Ардон.

Глава 5 Влияние ледников на современную динамику озёр

5.1 Гляциальные озёра Большого Кавказа

Гляциально-нивальные озёра широко распространены на Большом Кавказе. На 2000 г. учтено 1300 таких озёр, без учёта эфемерных периодически возникающих на ледниках и в приледниковой зоне, а также в долинах рек при подпруживании их лавинно-селевыми конусами выноса. В основном они имеют площадь менее 5000 м² (68 %), а глубину от 1 до 10 м. Наиболее крупные из этих озёр - каровые, площадь которых достигает 100-300 тыс. м², а глубина 40-60 м (Адуэдаадзиши, Клухорское, Кяфар, Имеретинское и др.). Как правило, озёра располагаются в верховьях рек в ледниковых цирках, карах и на дне троговых долин, преимущественно на высотах 2200-3000 м. Причём наибольшее их число (80 %) сосредоточено на северном склоне, более пологом, чем южный, где распространено более мощное современное и следы древнего оледенения. Число ледников здесь достигает 1521 площадью 853,6 км², в то время как на южном - 582, площадью 394,4 км². Гляциально-нивальные озёра расположены в основном в пределах Главного хребта (71 %) и в меньшей мере Бокового (17 %).

Наиболее характерны для описываемого региона каровые озёра, которые располагаются ярусами на различных высотных уровнях.

Согласно существующим представлениям процесс формирования и развития ледниковых озёр в высокогорных районах есть следствие климатической изменчивости, выраженной в стадильности распада оледенения. По мере его деградации происходило сокращение, как площади, так и числа ледников. На месте исчезнувших ледников при благоприятных геоморфологических условиях образуются гляциальные озёра.

Исследования показали, что они возникли в регрессивные фазы оледенения - историческую (Зимминг) и малую ледниковую (Фернау) эпохи, причём число озёр росло по мере деградации ледников. Анализ литературных источников, топографических карт 1895-1910 гг. и дешифрирования

аэрофотоснимков различных лет показал, что на месте многих каровых озёр в конце XIX — начале XX ст. существовали ледники. По мере их деградации возникли многочисленные озёрные водоёмы. По расположению морен, по морфологии озёрных котловин и их горного обрамления можно полагать, что большая часть высокогорных озёр возникла в результате отступления ледников в последнюю фазу оледенения (стадию Фернау), т.е. не более 150-200 лет назад.

Образование гляциальных озёр продолжается и сейчас по мере отступления концов ледников. Так, за последние 50 лет возникло около 100 новых приледниковых озёр, среди которых наиболее крупные Аманаузское, Восточно-Клухорское, Далар и другие (приложение 4, рис. 4).

Инструментальные наблюдения показали, что при отступании концов ледников размеры озёр увеличиваются на 1,5-15 м в год.

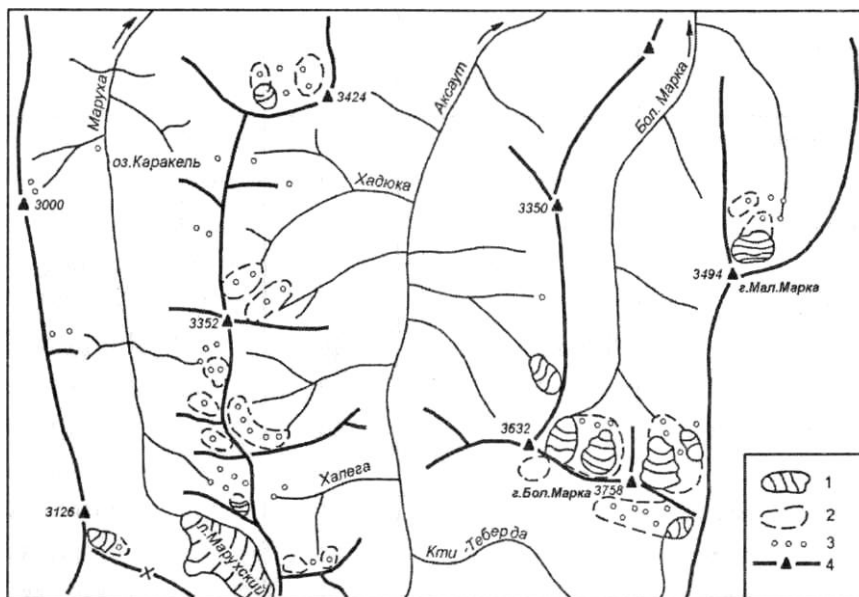


Рис. 4. Схема возникновения гляциальных озёр в бассейне р. Малый Зеленчук в 1895-1980 гг. [14]

1 - современный ледник, 2 - растаявший ледник 1895 г.; 3- озера, 4 - линия хребта и вершины с указанием высоты, м.

Колебания ледников и возникновение гляциальных озёр носит циклический характер. Как следует из табл. 3, образование озёр за последние 100 лет соответствует периодам ускорения таяния ледников, т.е. 1890-1908, 1915-1929, 1935-1938, 1940- 1955, 1975-1977 гг. При замедлении отступления ледников темпы образования озёрных водоёмов в основном снижались, а многие из них исчезали полностью.

Деграция и полное исчезновение озёр происходит естественным путём, а также в результате активизации ледников. Последнее особенно важно учитывать, поскольку на фоне общего отступления ледников наблюдаются как катастрофические подвижки (пульсирующие ледники), так и обычные наступания отдельных ледников, когда их языки могут вызвать деграцию существующих озёрных водоёмов или даже полностью их уничтожить. Примером может служить озеро у конца Алибекского ледника, которое полностью исчезло при его наступании в 1980-1984 гг.

Особую потенциальную угрозу представляют собой озёра, подпруженные наступающим ледником. При их прорыве всегда возникают катастрофические селевые паводки [17]. Для Большого Кавказа сведения о прорыве таких озёр многочисленны, особенно в XIX и начале XX ст. в районах гор Эльбруса и Казбека [15, 17, 18-22]. Немало таких озёр существует и теперь (приледниковые озёра в районе ледников Большой Азау, Башкара (р. Баксан), а также в верховьях р. Большой Зеленчук (ледники г. Псыш) и другие).

В соответствии с прогнозом развития оледенения [8], учитывая современные данные о ледниковых озёрах, можно сделать вывод о том, что количество озёр на Большом Кавказе до 2025 г. будет увеличиваться при некотором уменьшении объёма воды в них. Особенно значительным будет увеличение числа озёр на северном склоне Большого Кавказа в пределах его центральной части. На периферийных участках Кавказа, как на востоке, так и на западе количество озёр сократится.

В результате инструментальных наблюдений за скоростью заиления различных по генезису горных озёр установлено время их дальнейшего

существования. Наиболее долговечными окажутся крупные каровые озёра, возникшие в период деградации оледенения стадии Фернау. Менее долговременными будут мелкие каровые, моренно-запрудные и запрудные озёра (несколько лет - десятки лет).

Интенсивная лавинная и селевая деятельность будет способствовать дальнейшему образованию эфемерных озёр, прорыв которых может нанести ущерб народному хозяйству.

5.2 Озёра лавинного выбивания

На Большом Кавказе повсеместно, как и в других горных странах, отмечается сход снежных лавин. Их деятельность выражается не только в сносе обломочного материала со склонов, эродирующего воздействия на желоба, по которым они сходят, создании аккумулятивных форм у подножья склона, но и в создании отрицательных форм рельефа - так называемых ям выбивания. Подобные морфологические образования, как правило, располагаются у подножия крутых склонов долин, цирков и каров, имеют округлую или эллипсоидную форму и вытянуты вдоль склона. Размеры этих углублений колеблются от 1 000 до 20 000 м² при глубине от 5 до 25 м. Со стороны, противоположной сходу лавин, яму выбивания всегда оконтуривает лавинный вал серповидной формы высотой 1-10 м. Большинство ям выбивания занято озёрами. Видимо, справедливо такие водные бассейны называть озёрами лавинного выбивания.

Образование ям выбивания рассмотрено в работах В.И. Сербенко [23], К.С. Лосева [24] и А.В. Рунича [25]. Как они отмечают, их возникновение связано с периодически повторяющимися сильными ударами спрессованной массы влажного снега с большим количеством обломков горных пород в одно и то же место у подножия склона. Под действием этих ударов происходит постепенное углубление или сохранение уже имеющих ям выбивания. Происходит это наиболее интенсивно при следующих условиях: 1) резком

перегибе продольного профиля склона, по которому сходит снежная лавина; 2) значительном увлажнении района и частом сходе лавин из влажного снега с большим количеством обломков горных пород; 3) наличии аллювиальных отложений у подножия склона, легко разрушаемых при ударе лавинного снега.

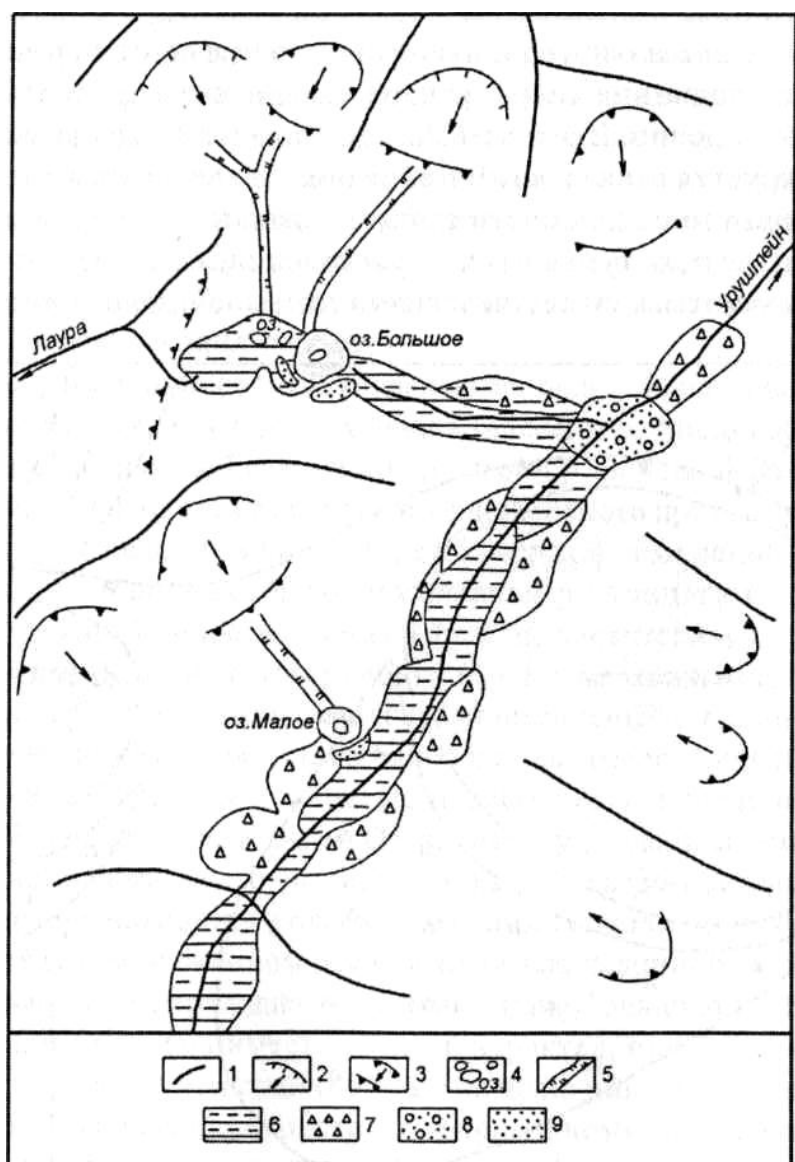
Исследование горных озёр Большого Кавказа показало, что некоторые из них занимают ямы лавинного выбивания. Подобные ямы выбивания, как правило, располагаются в верховьях рек в пределах высотной зоны 1800-2500 м. Характерной особенностью большинства из них является уменьшение площади озёр за последние 70-90 лет всего на 1-15 %, в то время как остальные озёра сократились на 40-90 % (приложение 5).

По местоположению подобные озёра можно разбить на три группы: 1) долинные, располагающиеся в пределах днищ троговых долин у подножия их склонов (Туманлыкель, Ачипста, Большое, Большой Каракель и др.); 2) склоновые - на плечах троговых долин (Мусатчери 1-е, Мусатчери 2-е); 3) каровые, занимающие кары, свободные от ледников, причём только кутовую их часть (Островное, озёра без названий на хребте Магишо, в верховьях Малой Лабы).

По внешнему облику озёра лавинного выбивания разделяются на: 1) округлой формы; 2) эллипсоидной формы и 3) неправильной формы.

Озёра округлой формы в настоящее время встречаются довольно часто, причём как в одиночку (Малое в долине р. Малой Лабы), так и группами по два-три, например, в долинах рек Теберды, Марухи и Малой Лабы. Наиболее характерными из них являются озёра Большой Каракель (р. Маруха), Каракель (р. Теберда), Геналыкель (р. Теберда) (рис. 5).

Озеро Большой Каракель находится в верховьях р. Марухи на высоте 1960 м. Оно является остатком ранее существовавшего обширного озёрного водоёма длиной 4-5 км и шириной 1-1,5 км. Это озеро исчезло довольно быстро вследствие размыва конуса выноса, служившего плотиной, и интенсивных деллювиальных процессов. Озеро имеет форму почти правильной окружности с диаметром 70 м (рис. 6).



**Рис. 5. Озёра лавинного выбивания в верховьях р. Уруштейн
(бассейн р. Малая Лаба)**

1 - хребты, 2 - лавиносоры (денудационные воронки), 3 – лавиносоры (деградированные кары), 4-озёра, 5-лавинные лотки, 6 - аллювиально-озёрные отложения, 7 - лавинно-осыпные отложения, 8 - моренные отложения, 9 - аллювиально-осыпные валы [14].

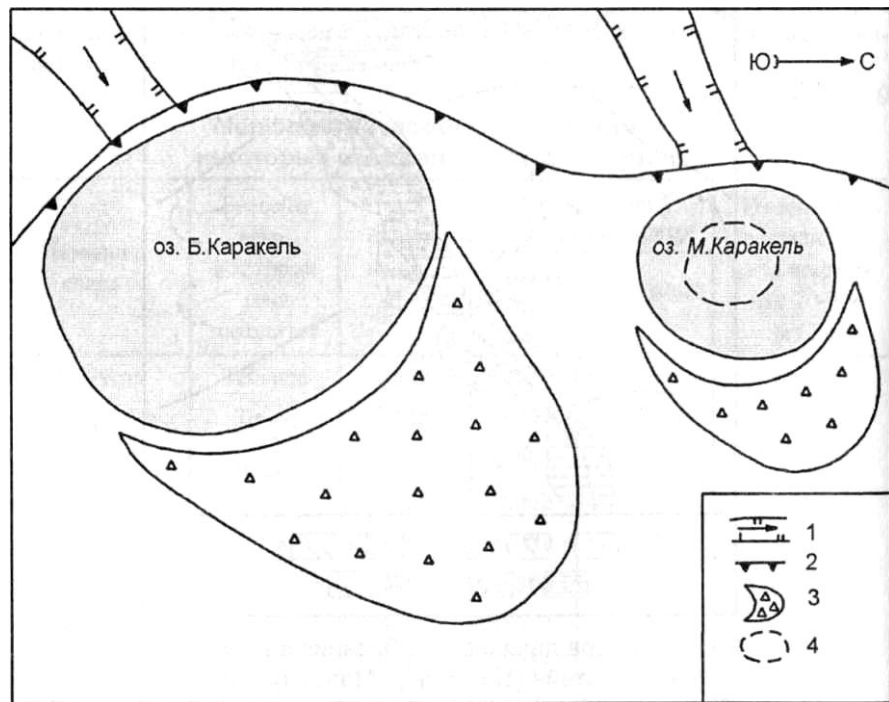


Рис. 6. Схема озёр Большой и Малый Каракель (р. Маруха)

1 - лавинные лотки, 2 - уступ склона, 3 - лавинные валы, 4 - граница свободной поверхности озера от водной растительности [14].

Наибольшая глубина в центре озера. В озеро сходит снежная лавина только из одного лавинного очага. На последних 0,5 км крутизна склона, по которому она движется, составляет 45° . В юго-восточной части озера находится лавинный вал, имеющий серповидную форму и высоту до 3,5 м. Лавина сходит в озеро один раз в 3-5 лет. Максимальный её объём до 100 тыс. м³. За последние 90 лет размеры озера изменились значительно на 45 %. По внешним признакам (задернованность лавинного вала) можно считать, что углубления озера за счёт лавин сейчас не происходит.

Озёра, имеющие эллипсовидную форму, встречаются сравнительно редко. Это всегда долинные озёра, располагающиеся в прибортовых участках крупных речных долин. В эти озёра сходит по несколько снежных лавин, почему и формируется несколько ям выбивания, которые имеют различную глубину в зависимости от мощности сходящих лавин. Примером подобных озёр может служить озеро Туманлыкель, расположенное в бассейне р. Теберды. Оно является остатком существовавшего ранее обширного подпрудного озера,

имевшего длину до 5,5 км при ширине до 2 км. Площадь его сейчас 0,02 км², при наибольшей глубине 23 м в западной части озера. С северных склонов долины, имеющих крутизну 30°, сходит пять снежных лавин, которые образовали в озере две ямы выбивания с глубинами 23 и 14 м. Между ними находится перемычка, на которой глубины составляют всего 2-3 м. При этом нижняя яма выбивания имеет почти округлую форму, верхняя - вытянутую. Это связано с тем, что нижнюю яму формировала одна прыгающая лавина, в то время как верхняя образовалась под действием трёх лавин, расположенных на некотором расстоянии друг от друга. Внешний от склона берег озера возвышается над его уровнем на 2-3 м и представляет собой лавинный вал. В годы с лавинной деятельностью на нём всегда наблюдается скопление обломков горных пород различных размеров. Имеющиеся данные наблюдений за размерами озера [26, 27] показывают, что оно за 1895-2000 гг. изменилось незначительно, всего на 4 %. Снежные лавины, сходящие в озеро, засоряют его, но и чистят. Так, лавины, сошедшие в озеро в 1963, 1976 и 1978 гг., проббили лёд озера и выплеснули большую часть воды вместе с обломками горных пород. Также периодически сходящие лавины не дают ему интенсивно зарастать и заиливаться.

Озёра с неправильной формой встречаются редко. В настоящее время известны всего три таких озера - Ачипста (бассейн р. Малой Лабы), Островное (бассейн р. Теберды) и Безымянное (бассейн р. Большой Лабы).

Озеро Ачипста находится в верховьях одноимённого притока р. Малой Лабы на высоте 1865 м. Сведения в литературе об озёрах в этом районе отсутствуют. Образовалось оно в результате подпруживания р. Ачипста конусом выноса. Озеро имеет сложный гидрологический режим, характеризующийся резкими колебаниями уровня водной поверхности (до 1,5 м). Максимальный уровень наблюдается в период весенних паводков, минимальный - в осеннюю межень. По рассказам лесников Кавказского заповедника, озеро Ачипста в наиболее сухие летне-осенние сезоны полностью пересыхает. Площадь озера равна 60 тыс. м² при средней глубине в 2-3 м. Озеро

вытянуто вдоль склона. Река Ачипста впадает в него в южной его части, а вытекает в северо-восточной. В юго-западной части озера находится остров, имеющий серповидную форму высотой около 5 м. Между ним и склоном расположена яма лавинного выбивания, имеющая почти округлую форму диаметром 50 м и наибольшую глубину 10 м. Деграция озёрного водоёма имеет сложный характер, причём преобладающим фактором является флювиальный (65 %), а на долю нивально-гравитационного приходится 35 %. Первый способствует интенсивному заполнению озера речными наносами, впадающей в него р. Ачипста, которая образовала обширную дельту, продолжение которой прослеживается и под водой. По нашей оценке, в последние годы скорость роста конуса выноса реки составляет 5-14 см в год. Второй фактор деграции - это снежные лавины, сходящие в озеро. Число их четыре, причём три из них способствуют аккумуляции рыхлого материала в его акватории, тем самым, уменьшая его глубину и площадь водной поверхности. Четвёртая же лавина, сходящая с крутого склона (около 50°) и имеющая большой лавиносбор, чем три другие, противодействует деграции озера вблизи его левого берега. В результате ударного воздействия падающего снега в этом месте образовалась конусовидная воронка и окаймляющий её серповидный лавинно-осыпной вал, который в акватории озера образовал остров. Общее сокращение площади озера за 1895-2000 гг. равно 28 %.

Формирование озёр лавинного выбивания в условиях обильного увлажнения и интенсивной лавинной деятельности Большого Кавказа происходило следующим образом: в местах, где имелись крутые перегибы склона и сходили мощные лавины преимущественно из мокрого снега, отмечалось образование ям выбивания в аллювиально-пролювиальных и флювиогляциальных отложениях. Образовавшиеся ямы заполнялись водой, в связи с чем и появились долинные, каровые и склоновые озёра. Более широко шло образование ям выбивания в моренно-запрудных озёрах, в их присклоновых частях. Поэтому после прорыва запруд от этих обширных водоёмов и остались в долинах рек небольшие озёра, но довольно глубокие и имеющие округлую эллипсовидную

форму. При этом необходимо отметить, что у озёр лавинного выбивания, формирующихся из моренно-запрудных озёр, довольно чётко прослеживаются три этапа угасания (рис. 7). Сокращение размеров озёр происходит в результате как общих причин (аллювиально-пролювиальными отложениями, селевыми потоками, обвалами, зарастанием водной растительностью), так и уменьшения выбивающей способности снежных лавин.

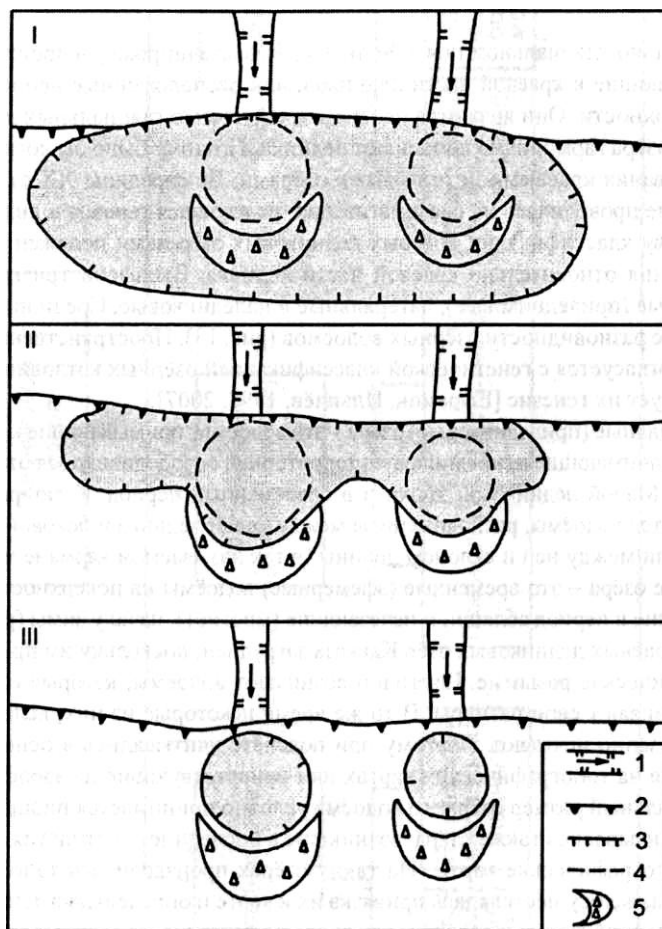


Рис. 7. Этапы развития озёр лавинного выбивания

I - III - этапы развития озёр; 1 - лавинные лотки, 2 - уступ склона, 3 - границы озера, 4 - контур ямы выбивания, 5 - лавинные валы.

На первом этапе угасания в озере формируется одна или несколько ям выбивания, выбрасываемый при этом со дна материал образует на внешней кромке ямы лавинный вал, который постепенно превращается в остров (озёра

Островное, Ачипста). На втором этапе остров превращается в полуостров. Если в озере было несколько ям выбивания, то могут образоваться два самостоятельных озера или же между ними интенсивно растёт отмель (озера Туманлыкель, Большое). На третьем этапе происходит уменьшение как площади озера, так и глубины. Однако для этого этапа необходимо отметить следующее: в том случае, когда в одном озере происходило образование нескольких ям выбивания, а после возникло несколько озёр, может случиться, что не все они будут сокращаться, а только некоторые. Например, в долине р. Маруха озеро Большой Каракель сократилось на 45 %, в то время как озеро Малый Каракель почти полностью исчезло. Связано это с размерами лавин, сходящих в эти озёра. Современная деятельность лавин противодействует процессам деградации озёрного водоёма Большого Каракеля. Лавины периодически производят его «чистку» и не дают развиваться водной растительности. В озеро Малый Каракель сходит небольшая лавина и поэтому оно постепенно заносится как собственно лавиной, так и ручьём, впадающим в озеро. С уменьшением глубины в этом озере начала бурно разрастаться водная растительность.

Имеющиеся сведения о размерах озёр лавинного выбивания на конец XIX ст. и XX ст. говорят о том, что их размеры (ширина, длина и особенно наибольшая глубина) за это время не только не увеличились, а даже несколько сократились. Это позволяет сделать вывод о том, что в настоящее время лавинная деятельность только сохраняет озёра, а увеличения ям выбивания не происходит. Вероятно, современных размеров озёра лавинного выбивания достигли в конце периода повышенного увлажнения, наблюдавшегося в XVII-XIX ст., когда отмечался и наиболее интенсивный сход лавин [28, 29]. Позже в связи с уменьшением увлажнения сократился объём и частота сходящих в озёра лавин, уменьшилась и их ударная сила. Наиболее значительно это отмечается в высотных зонах 1300-1800 м, а также в «сухих» частях многих долин Западного Кавказа (район Учкулана, Теберды, Красного Карачая, Архыза, среднего течения р. Маруха и т.д.). На этих участках долин хотя и отмечается в

настоящее время сход лавин, но они или уже не достигают озёр (Каракель в Теберде, Мёртвое в Архызе) или же имеют столь незначительные объёмы, что в лучшем случае не дают озёрам интенсивно зарастать (Малый Каракель в бассейне р. Маруха).

В высокогорной зоне, несмотря на значительную интенсивность лавинной деятельности, роль лавин в формировании озёр в настоящее время невелика из-за сравнительно небольших их размеров (озеро Островное, № 77, 100 и др. в бассейне р. Теберда).

5.3 Краевые ледниковые озёра

В нивально-гляциальном поясе Большого Кавказа широко распространены озёра, прилегающие к краевой части ледников, или расположенные непосредственно на их поверхности. Они являются неотъемлемой частью гляциальных ландшафтов, в которых озёра гармонично дополняют ледники. Поэтому было бы логично назвать эти образования краевыми ледниковыми озёрами. До середины XX ст. они не выделялись, не проводилась их систематизация, не изучался генезис и динамика.

В основу классификации краевых ледниковых озёр в работе [14] положен принцип их расположения относительно краевой части ледника. Выделено три группы озёр: фронтальные (приледниковые), латеральные и наледниковые (Приложение 6)

Фронтальные (приледниковые) озёра - это водоёмы, примыкающие к концу языка ледника и занимающие приледниковую территорию, освободившуюся ото льда после окончания Малой ледниковой эпохи и в современный период. К латеральным озёрам относятся водоёмы, расположенные между краем ледника и боковой (береговой) мореной или между ней и склоном долины (в так называемом кармане морены). Наледниковые озёра - это временные (эфемерные) водоёмы на поверхности

ледников, возникающие в период абляции и исчезающие (многие) к началу зимы (рис. 8).

Учёт краевых ледниковых озёр Кавказа затруднён, поскольку им присуще сложное динамическое развитие. Ежегодно возникают водоёмы, которые с каждым годом увеличивают свои размеры. В то же время некоторые из них, вследствие прорывов, внезапно исчезают.

На 1988 г. на северном склоне Большого Кавказа в бассейнах рек Кубань и Терек краевых ледниковых озёр насчитывалось 240. Среди них в основном преобладали мелкие водоёмы площадью менее 5000 м^2 (71 %) и объёмом воды менее 1000 м^3 , но были и крупные, площадью более $50\,000 \text{ м}^2$: Сылтранкель - $162\,500 \text{ м}^2$, Башкара - $53\,100$, Кызыл-Ауш-Дуппур - $60\,000$, Махар - $75\,000 \text{ м}^2$ и др. Глубина озёр колеблется от 0,5 до 15-30 м.

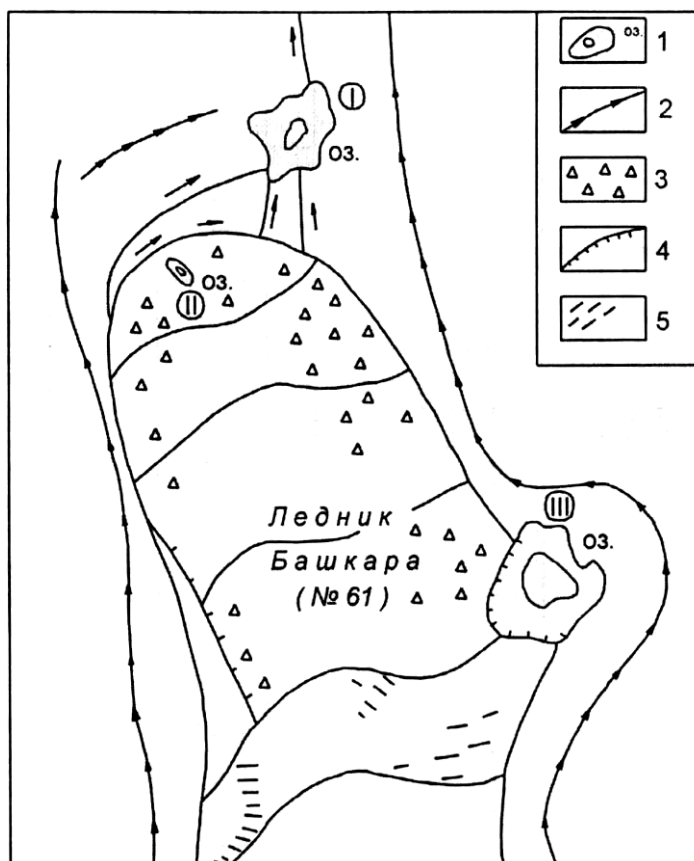


Рис. 8. Схема краевых ледниковых озёр у ледника Башкара

1) озёра: I - фронтальные (приледниковые), II - наледниковые, III - латеральные (между ледником и боковой мореной); 2) боковые морены; 3) поверхностные морены; 4) ледниковые уступы; 5) трещины. [14]

Озёра в пределах рассматриваемых бассейнов распространены крайне неравномерно, что объясняется исключительным разнообразием основных природных факторов, влияющих на формирование гляциальных озёр (рельеф, климат, оледенение, геологическое строение). Определяющим в возникновении и распространении озёр является мощность, режим и динамика современного оледенения (приложение 7).

Как видно из приложения 7, наибольшее число озёр находится в верховьях рек Теберда и Баксан, которые являются крупными центрами оледенения, и где почти все ледники отступают.

Возникновение, активная деятельность и исчезновение гляциальных озёр представляется закономерным проявлением некоторых сторон оледенения. Развитие таких озёр связано с определёнными этапами в жизни ледников: если в начальный период развития ледникового цикла озёра отсутствуют, то в период зрелости и старения ледника они являются закономерным элементом, хотя и претерпевают изменения вплоть до его исчезновения.

Возникновение фронтальных и латеральных озёр определяется нивально-гляциальными рельефообразующими факторами, среди которых наиболее важны экзарация, эрозия ледниковыми водами, нивация, подпруживание льдом и скоплением рыхлого материала, просадка при вытаивании мёртвого льда. Во многих случаях озёрная котловина есть производная нескольких вышеперечисленных процессов.

Как видно из приложений 4 и 8, возраст озёр самый различный и изменяется от 23 лет (Токмак) до 570-650 лет (Ашимхура, Инпси). Наибольший возраст имеют каровые озёра, а минимальный - моренные.

Возникновение краевых ледниковых озёр зависит от колебания ледников и носит циклический характер. Образование озёр за последние 100 лет

соответствует периодам ускорения таяния (отступления) ледников (1890-1908, 1915-1929, 1935-1938, 1940-1955, 1975-1977 гг.) (приложение 8). При наступании ледников (1850-1860, 1885- 1887, 1911-1913, 1930-1933, 1971-1975 гг.) темпы образования озёрных водоёмов в основном снижались, а некоторые из них исчезли полностью.

Приледниковые озёра по динамике можно разделить на две большие группы. I группа - озёра, возникшие вблизи ледника, при прогрессирующем его отступании. II группа - запрудные озёрные водоёмы, возникающие при наступании ледников, т.е. при продвижении его вниз по долине и подпруживании боковых притоков или при выходе бокового ледника в основную долину. В настоящее время такие водоёмы не образуются, хотя в прошлом, при наступании ледников, они возникали довольно часто.

Краевые ледниковые озёра I группы широко распространены в высокогорной зоне Большого Кавказа. Они располагаются в верховьях долин или их притоков среди рыхлых моренных отложений, или в скальных замкнутых котловинах вблизи конца языка ледника, непосредственно примыкая к нему, или удалённых на десятки и реже сотни метров.

Подгруженные моренные озёра иногда приурочены к местам перекрытия конечной фронтальной мореной, расположенной вблизи окончания ледника, речного потока, вытекающего из него.

Озёра, подпруженные скальным ригелем, относятся к каровым озёрам, среди которых выделяется несколько разновидностей (карово-ложбинные, карово-котловинные и карово-моренные). Они устойчивы и не прорывоопасны. К их числу относятся Махарское, Южный Далар, Клухорская группа озер и др.

Латеральные озёрные водоёмы образуются при подпруживании талых и грунтовых вод валами боковых и береговых морен. Они могут непосредственно прислоняться к бортам трогов и иметь односторонний крутой склон. Это характерно для суженных участков долины. Нередко береговые морены представляют собой гряды, отделённые от бортов трогов ложбинами стока и

имеющие асимметричное строение: склоны, обращённые к леднику, более крутые, чем противоположные.

Для латеральных озёр характерны незначительные размеры (не превышающие 20 000 м²), небольшая глубина (до 10 м), малая изрезанность береговой линии, сильно меняющийся уровень воды в зависимости от погодных условий, значительная мутность.

Краевые ледниковые озёра, особенно моренные, очень динамичны. Деграляция подобных водоёмов происходит либо при наступании ледников на их акваторию, либо после единичных или серии прорывов.

В настоящее время на Большом Кавказе известны единичные случаи наступания ледников на акваторию озёрных водоёмов. К числу таких водоёмов относится озеро, расположенное у конца языка Восточно-Клухорского ледника в бассейне р. Гоначхир (правый исток р. Теберда). После образования в 1880 г. озеро увеличивалось в своих размерах до 1929 г., затем, в результате наступания ледника в 1935 г. почти полностью было им уничтожено. Возникнув вновь, примерно в 1945-1946 гг., оно увеличивается в своих размерах до настоящего времени. Однако в отдельные годы в результате наступания ледника (1977-1979, 1980-1982, 1986-1987) площадь водоёма уменьшалась. В значительной мере уменьшилась площадь озера у конца языка ледника Токмак вследствие его наступания в 1982-1988 гг. Деграляции этого водоёма способствуют также и снежные лавины, почти ежегодно сходящие в него.

Деграляция озёр связана с разрушением плотин, образованием прорана и частичным или полным осушением водоёма. Краевые ледниковые озёра периодически прорываются иногда ежегодно или по прошествии ряда лет. Прорывы таких озёр — главная причина формирования гляциальных селей. Так, по рассказам очевидцев, в июне 1983 г. возник селевой поток на правом притоке р. Клумколсу при прорыве озера, расположенного между мореной и языком ледника Юномсу. В итоге полностью был разрушен альпинистский лагерь Джайлык.

Подобная катастрофа произошла 18 июля 1978 г. в Приэльбрусье, когда прорвалось озеро у ледника Малый Азау. При разрушении мореной подпруды вода устремилась вниз к языку ледника Большой Азау, захватив по пути массу моренного материала. Образовавшийся русловой сель сорвал по пути два моста и засыпал дорогу. Неоднократно прорывались озера в верховьях р. Малка.

С точки зрения прорывоопасности, моренные озёра разделяются на опасные, потенциально-опасные и неопасные. Оценка прорывоопасности производится по совокупности ряда признаков с учётом их информативности. Одним из необходимых условий прорыва озера является наличие в нём определённого объёма воды. Исходя из полученных данных, прорывоопасными являются озёра ёмкостью свыше 25 тыс. м³. Другим, не менее важным фактором, является прочность подпрудной плотины, состоящей либо из льда, либо из рыхлого моренного материала. Так, например, в августе 1959 г. в результате разрушения ледяной перемычки произошел прорыв ледникового озера у правого края ледника Башкара, вследствие этого возник гляциальный сель.

Опорожнение гляциальных озёр происходит по поверхностным, внутриледниковым и внутриморенным каналам в виде сосредоточенного и рассредоточенного стока. В большинстве случаев этот процесс заканчивается катастрофическим опорожнением. Незакономерное изменение режима стока, резкое увеличение объёма воды в водоёмах служит показателем вероятного возникновения прорывного паводка.

Заключение

По результатам исследований, проведенных в данной дипломной работе, можно сделать следующие **выводы**:

Лед можно рассматривать как минерал и как горную породу - мономинеральную, кристаллическую, очень чистую, самую поверхностную, весьма нестойкую и всегда более или менее метаморфизованную.

По своему происхождению льды могут быть отнесены к трем группам: 1) конжеляционные или гидрогенные льды, 2) осадочные льды, 3) метаморфические льды.

Основные физико-механические процессы, происходящие с участием льда в ледниках: превращение снега в фирн; превращение фирна в лед и метаморфизм льда под влиянием большого давления.

Область на земном шаре, в которой происходит образование ледников, ограничивается снизу снеговой линией и сверху – хиносферой. Ниже снеговой границы приход снега меньше расхода; выше, наоборот, приход превышает расход и происходит накопление снега.

В области накопления снега постоянно происходит разгрузка накопившихся запасов. Она осуществляется двумя путями: образованием ледников, переносящих массы льда ниже снеговой границы, где затем лед тает, и в результате схода лавин.

Главный источник питания ледника — твердые атмосферные осадки, непосредственно отлагающиеся в бассейне питания. К этим источникам относятся также конденсация водяного пара в снеге и фирне, нарастающие осадки и лавины.

В каждом леднике существуют две характерные области: область питания ледника, или фирновая область, и область стока, или язык ледника. Граница между областями питания и стока называется фирновой линией.

Образование ледников связано с климатом и особенностями рельефа. Накоплению снега способствуют полые и слабовыпуклые формы рельефа,

горизонтальные площади. Для формирования ледников наиболее благоприятен морской климат с большим количеством осадков при достаточно длительном периоде с отрицательными температурами.

Практически для всех основных рек Кавказа ледники определяют не только режим, но и объем жидкого и твердого стока. При этом в теплый период ледниковые воды у некоторых рек составляют более 50% их общего стока. В связи с деградацией современного оледенения ледниковый сток всегда больше накопившегося снега и фирна на леднике за данный год.

Основными морфологическими типами ледников на Большом Кавказе являются каровые, висячие и долинные. По количеству преобладают каровые и висячие, по площади — долинные.

Образование ледниковых озёр определяется сложным взаимодействием климатических, геологических и геоморфологических факторов. Возникновению озёрных котловин и запруд (плотин) озёр способствовали экзарация, нивация, эрозия ледниковыми водами, подпруживание льдом или скоплением рыхлого материала, а также активные нивально-гравитационные процессы (снежные лавины, селевые потоки, обвалы камней).

В соответствии с прогнозом состояния оледенения, учитывая современные данные о ледниковых озёрах, можно сделать вывод о том, что количество краевых ледниковых озёр на рассматриваемой территории до 2025 г. будет увеличиваться. Особенно значительным будет увеличение числа озёр на Центральном Кавказе (бассейн р. Терек). На периферийных участках Большого Кавказа, как на востоке, так и на западе, количество озёр сократится.

Таким образом, краевые ледниковые озёра очень разнообразны. Они различаются как по своему местоположению относительно края ледника, так и по происхождению и водному режиму. Местоположение озёр косвенно указывает на их генезис, а также даёт возможность оценить тенденцию к их прорыву. Наиболее прорывоопасными являются фронтальные озёра, подпруженные мореной или мёртвым льдом, а также дистальные водоёмы термокарстового происхождения; стабильные озёра, расположенные в

скальных ваннах, а также латеральные водоёмы, находящиеся между склоном долины и боковой мореной.

Прогнозирование прорыва ледниковых озёр и возникающих при этом гляциальных селевых явлений является ещё более сложной задачей и практически нерешённой для районов Большого Кавказа. Сложность этой задачи обуславливается отсутствием пунктов наблюдений в высокогорных районах. Поэтому в ближайшем будущем необходимо выявить наиболее прорывоопасные озёрные водоёмы, установить за ними наблюдение и составить прогноз их прорыва.

Список использованной литературы

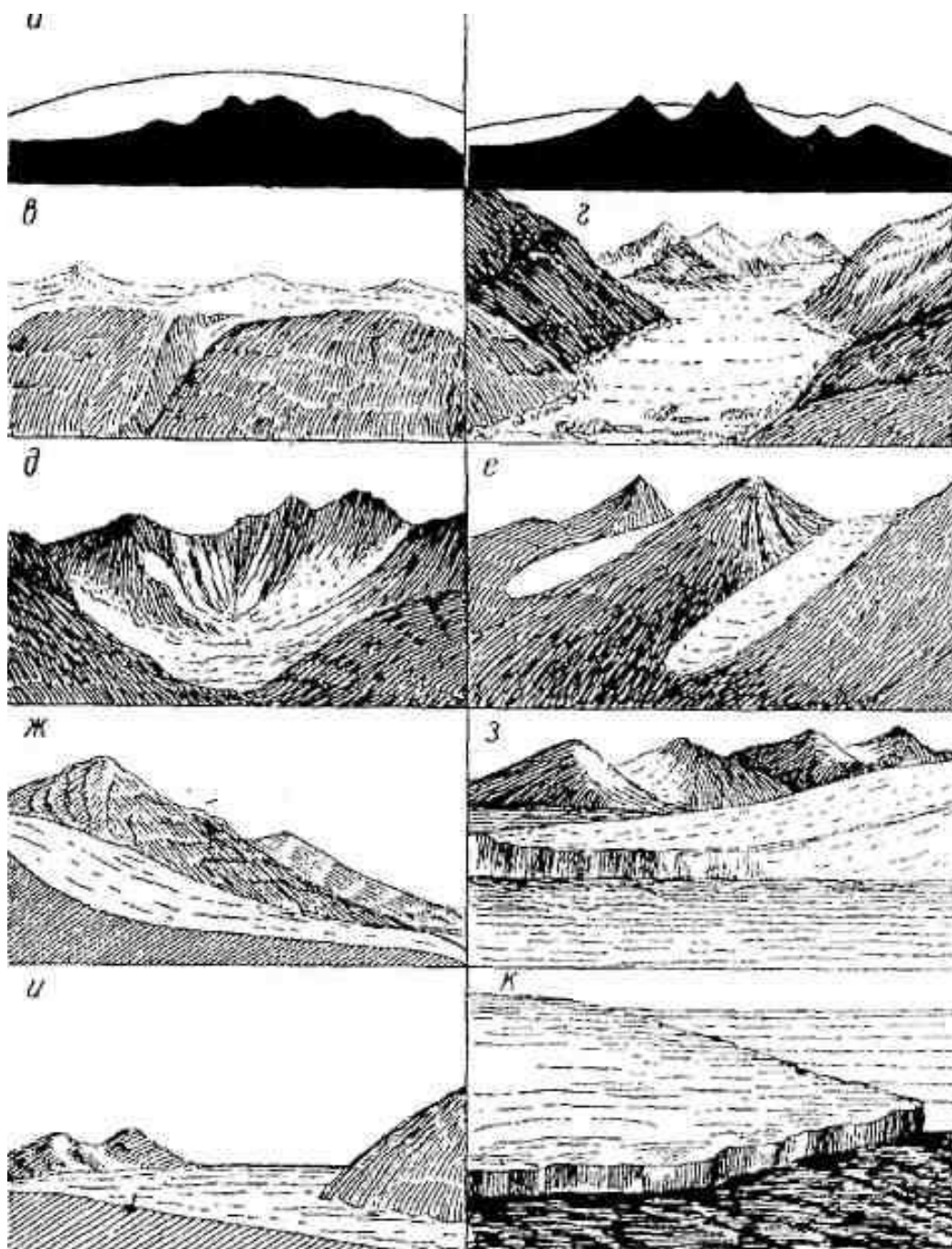
1. Гляциологический словарь. Л., 1984. 527 с.
2. Калесник С.В. Горные ледниковые районы СССР. Л. – М.: Гидрометеиздат, 1937. 182 с.
3. Калесник С. В., Общая гляциология, Л., 1939.
4. Шуйский П. А., Основы структурного ледоведения, М., 1955.
5. Ойкумена. Географический портал. Ледники. URL: <http://www.geosite.ru/index.php/2011-01-11-14-44-21/84-2011-01-10-19-48-20/408-lednik.html>
(Дата обращения 03.05.2016)
6. Михайлов В.Н., Добровольский В.И. Общая гидрология: Учеб. для геогр. спец. вузов. – М.: Высш.шк., 1991. – 368 с.
7. Лурье П.М. Водные ресурсы и водный баланс Кавказа. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. 506 с.
8. Панов В.Д. Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 431 с.
9. Панов В.Д. Ледники в верховьях Кубани. Гидрометеиздат, 1968.
10. Лурье П.М., Панов В.Д., Ткаченко Ю.Ю. Река Кубань. Гидрография и режим стока. СПб.: Гидрометеиздат, 2005 г.
11. Закиев Х.Я. Очерки по оледенению большого Кавказа. РГУ, 1965 г.
12. Ковалев П.В., Сербина З.П. некоторые особенности таяния ледников, 1972 г, гидрология, Вып. 3.
13. Хрусталева Ю.П. Эколого-географический словарь.- Батайск, 2000 198с.
14. Ефремов Ю. В., Панов В.Д., Базелюк А.А., Лурье П.М. Озёра Предкавказья и Большого Кавказа. Ростов-на-Дону, Донской издательский дом, 2010.
15. Оледенение Эльбруса / Под ред. Г.К.Тушинского. М.: Изд. МГУ, 1968, 344 с.

16. Ефремов Ю.В., Ильичев Ю.Г. Краевые ледниковые озёра в бассейнах рек Кубани и Терека // Вест. Краснодар. отдела РГО. 1998. Вып.1. с.66-78.
17. Виноградов Ю.Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки. Л. : Гидрометеиздат, 1977,. 156 с.
18. Герасимов А.П. О прорыве ледникового озера на склоне Эльбруса.// Изв. геолог. комитета. 1909. т.28. №7. С. 156-160.
19. Герасимов А.П. Северо-восточное подножие Эльбруса. // Изв. геолог. комитета, 1911. т.30. №2.с.77-151.
20. Ковалев П.В. Современное и древнее оледенение Большого Кавказа.// Матер. Кавказ. экспед. Т.8 Харьков: Изд. ХГУ, 1967, с.3-156.
21. Панов В.Д. Ледники бассейна реки Терек. Л.: Гидрометеиздат. 1971, 296 с.
22. Черноморец С.С. и др. Прорыв ледникового озера на северо-восточном склоне Эльбруса 11 августа 2006 г.: прогноз, события, последствия// Метеор. гляциол. исслед. 2007. вып.102. с.219-223.
23. Сербенко В.И. Снежные обвалы в верховьях долины реки Томи // Тр. трансп.-энерг. ин-та Зап. Сиб, филиала АН СССР. 1954. Вып.4. с. 128-143.
24. Лосев К.С. Методы установления лавинной опасности применительно к различным горным районам СССР // Тр. ЗакНИГМИ. 1963. Вып. 13. с.100.110.
25. Рунич А.В. К классификации аккумулятивных форм лавинного рельефа //Тр. ВГИ. 1967. Вып. 12. с.286-292.
26. Ефремов Ю.В. Эволюция горных озёр Западного Кавказа// Изв. ВГО. 1978. т.110. Вып. 5. с.453-458.
27. Ефремов Ю.В. Озёрный морфолитогенез на Большом Кавказе. Краснодар. Изд. КубГУ, 2003, 264 с.
28. Тушинский Г.К. Ритмы в динамике оледенения и снежности на территории Тебердинского заповедника// Тр. Тебердин. гос. запов., 1962. Вып. 4. с. 57-71

29. Тушинский Г.К., Турманина В.И Фитоиндикация изменений ледниково-селевой активности последнего тысячелетия// Фитоиндикационные методы в гляциологии. М.: Изд МГУ, 1971. с.142-153.

Приложения
Приложение 1

Морфологические типы ледников (по Д.Г. Панову) [5]



а - материковый лед; б - ледниковый покров; в - ледники плоских вершин;
г - долинный ледник; д - каровый ледник; е - ледники горных склонов; ж -
предгорный ледник; з - плавучий ледяной язык; и - ширококонечный ледник; к
- шельфовый ледник

Приложение 2

Распределение современного оледенения по бассейнам рек Большого Кавказа на 2000 г [7].

Бассейн реки	Число ледников		Площадь ледников		Средние размеры ледника, км ²	Высота нижней границы ледников, м	Средняя толщина на ледниках, м	Объем льда, км
	всего	в % от общ. числа	км ²	в % от общей площади				
Северный склон	1521	72,3	853,6	68,4	0,56	2800	53	45,419
Кубань	467	22,2	203,9	16,3	0,44	2650	33	6,729
Терек	842	40,0	597,0	47,8	0,71	2810	63	37,611
Сулак	174	8,3	41,4	3,3	0,24	3220	20	0,828
Самур	29	1,4	8,4	0,7	0,29	3280	21	0,176
Кусарчай	9	0,4	2,9	0,2	0,32	3760	26	0,075
Южный склон	582	27,7	394,4	31,6	0,68	2590	59	23,351
Мзымта	8	0,4	1,7	0,1	0,21	2500	19	0,032
Бзыбь	15	0,7	7,6	0,6	0,51	2630	23	0,175
Келасури	3	0,1	1,4	0,1	0,47	2730	21	0,029
Кодори	139	6,6	55,0	4,4	0,40	2750	26	1,430
Ингури	256	12,2	262,4	21,0	1,02	2500	75	19,680
Хоби	7	0,3	1,5	0,12	0,21	2300	22	0,033
Риони	126	6,1	57,0	4,7	0,45	2760	32	1,824
Кура	28	1,3	7,8	0,6	0,28	3040	19	0,148
Итого	2103	100	1248,0	100	0,59	2750	55	68,770

Приложение 3

Основные сведения о ледниках Кавказа с площадью более 20 км² [7]

Название ледника	Склон Большого Кавказа	Общая экспозиция ледника	Площадь, км ²	Наибольшая длина, км	Абсолютная высота, м	
					низшей точки конца ледника	высшей точки ледника
Безенги	северный	СВ	36,2	17,6	2080	5049
Дыхсу	северный	В	34,0	13,3	2070	5150
Лекзыр	южный	Ю	33,7	11,8	2020	4050
Цаннер	южный	ЮЗ	28,8	10,1	2390	4150
Караугом	северный	СЗ	26,6	13,3	1330	4630
Твибер	южный	ЮВ	20,1	5,8	2200	3750

Приложение 4

Гляциальные озёра, образовавшиеся в высокогорной зоне Западного Кавказа при деградации современных ледников [14]

Наименование ледника или номер по каталогу, вблизи которого образовалось озеро	Бассейн реки	Высота над уровнем моря, м	Площадь, м ²	Год образования	Тип плотины	Примечание
Северный склон						
30	Малая Лаба	2000	5000	1954	Ригель	
31	То же	2400	5000	1954	Ригель	
Псеашха	“	2700	1000	1935	Морена	
Псеашха	“	2560	1000	1957	То же	
Псеашха	“	2600	1000	1958	“	
Санчаро	Большая Лаба	2630	2000	1964	“	
16	То же	2750	2000	1970	“	
17	“	2674	2000	1954	“	
Азимба	“	2810	1500	1970	Ригель	
Азимба	“	2810	1000	1970	То же	
Азимба	“	2750	500	1960	“	
Аманауз	Большой Зеленчук	2520	20000	1964	“	
Бугойчат	То же	2360	1000	1961	Ригель	
107	Маруха	2750	20000	1960	Морена	
Двухязычный	Теберда	2900	500	1976	Ригель	
Алибекский	То же	2000	500	1973	То же	Периодически исчезает
Чучхурский	“	2510	500	1960	Морена	
187	Теберда	3040	800	1960	Ригель	
213	Учкулан	2980	30000	1935	Морена	
215	То же	2930	500	1968	То же	
220	“	2770	1000	1970	Ригель	
252	“	3200	20000	1960	Морена	

Приложение 4 (продолжение)

Наименование ледника или номер по каталогу, вблизи которого образовалось озеро	Бассейн реки	Высота над уровнем	Площадь, м ²	Год образования	Тип плотины	Примечание
279	“	3200	2500	1974	То же	
297	“	3030	5000	1960	“	
Левый Хасан-Хой-Сюрульген	“	2850	2400	1958	“	
Южный склон						
Псырс	Бзыбь	2620	5000	1976	Морена	
Наур	То же	2830	5000	1978	То же	
Сатхаро	“	2890	1000	1976	“	
Партгали	“	2880	7000	1974	Ригель	
Южный Марух	Чхалта	2420	1000	1978	Морена	
Западный Окрил	Кодори	2730	30000	1935	То же	
Южный Далар	Ненскра	2700	30000	1935	Ригель	
[28]	То же	2950	1000	1962	Морена	
Южный Далар	“	3160	500	1966	Ледник	Периодически исчезает
175	“	3010	2000	1960	Морена	

Приложение 5

Морфометрические характеристики некоторых озёр лавинного выбивания [14]

Название озера	Бассейн реки, в котором оно находится	Высота над ур. м., м	Размеры озера в настоящее время		Изменение площади озера за последние 70-90 лет, %
			площадь, км ²	наибольшая глубина, м	
Туманлыкель	Теберда	1850	0,020	23	3,7
Мусатчери 1-е	То же	2220	0,006	6,0	3,6
Мусатчери 2-е	“	2150	0,004	5,0	12,0
№ 100	“	3035	0,002	7,0	5,0
№77	“	2880	0,001	4,0	13,8
№38	“	2490	0,006	3,5	15,7
Каракель	“	1320	0,012	9	13
Бол. Каракель	Маруха	1960	0,006	10	5,4
Мал. Каракель	То же	1960	0,0001	3	90
Безымянное	Бол. Лаба	1860	0,016	10	28
Ачипста	Мал. Лаба	1865	0,060	10	28

Приложение 6

Классификация краевых ледниковых озёр [14]



Приложение 7

Распространение краевых ледниковых озёр в бассейнах рек Кубань и Терек на 1988 г. [16]

Бассейн реки	Число ледников площадью более 0,1 км ²	Площадь оледенения, км ²	Число озёр со следующими размерами, тыс. км ²						
			0,5-1,0	1,1-5,0	5,1-10,0	10,1-20,0	20,1-50,0	Более 50,0	всего
Бассейн р. Кубань									
Лаба	48	15,2	3	10	-	-	-	-	13
Большой Зеленчук	56	30,7	1	4	1	1	-	-	7
Малый Зеленчук	28	26,3	3	6	1	1	1	-	12
Теберда	85	61,0	17	9	5	1	3	2	37
Дауг	16	5,5	7	1	-	-	1	-	9
Уллукам	88	52,8	8	10	3	1	1	-	23
Учкулан	58	20,8	3	7	4	5	1	1	21
Всего:	379	212,3	42	47	14	9	7	3	122

Приложение 7 (продолжение)

Бассейн реки	Число ледников площадью более 0,1 км ²	Площадь оледенения, км ²	Число озёр со следующими размерами, тыс. км ²						
			0,5-1,0	1,1-5,0	5,1-10,0	10,1-20,0	20,1-50,0	Более 50,0	всего
Бассейн р. Терек									
Малка (истоки)	12	55,96	10	1	2	2	4	-	19
Баксан (исток)	156	132,72	14	7	5	1	3	1	31
Чегем	65	58,13	6	6	2	1	1	-	16
Чурек	85	76,23	4	9	3	-	2	1	19
Урух	105	82,7	8	5	3	-	-	-	16
Ардон	131	74,07	-	2	-	-	-	-	2
Терек (истоки)	105	40,8	5	7	1	-	-	-	13
Сунжа	66	27,39	-	1	1	-	-	-	2
Всего:	725	548,00	47	38	17	4	10	2	118
Итого:	1104	760,30	89	85	31	13	17	5	240

Приложение 8

Некоторые краевые ледниковые озёра, возникшие в высокогорной зоне в последние десятилетия при деградации современных ледников, по состоянию на 1998 г. [16]

Наименование ледников и их номера в каталоге ледников, вблизи которых образовалось озеро	Бассейн реки	Высота над ур. моря, м	Ориентировочная площадь, м ²	Год образования	Тип плотины	Примечание
Бассейн р. Кубань						
59	Большая Лаба	2520	25 810	1964	ригель	
77	Большой Зеленчук	2270	500	1975	морена	Периодически исчезает
Марухский	Маруха	2750	25 000	1960	морена	
Восточно- Клухорский	Теберда	2980	30310	1935	ригель	
Чауллучат	Учкулан	2930	30 000	1960	ригель	
216	То же	2700	6000	1956	морена	
220	“	2770	4800	1960	морена	
Чингурджар	Уллукам	2670	20 000	1960	морена	Иногда исчезает
297	То же	3030	5000	1960	морена	
Бассейн р. Терек						
Микельчиран	Малка	3251	15 600	1960	морена	
Бирджалычиран	То же	3300	35 500	1976	морена	
6	“	3250	18 300	1972	морена	Периодически прорывается
Малый Азау	Баксан	3270	23 200	1950	морена	То же

Приложение 8 (продолжение)

Наименование ледников и их номера в каталоге ледников, вблизи которых образовалось озеро	Бассейн реки	Высота над ур. моря, м	Ориентировочная площадь, м ²	Год образования	Тип плотины	Примечание
37	То же	2515	8750	1956	морена	
Башкара	“	2568	53 000	1934	лёд	Периодически прорывается
Башиль	Чегем	3078	25 000	1950	морена	
Уллуаузна	Черек	2600	20 500	1964	морена	
Бодорку	Чегем	3000	5700	1970	морена	

Приложение 9

Изменение площадей приледниковых озёр в XX столетии [14]

Наименование озера или номер ледника в районе которого оно расположено	Бассейн реки	Период наблюдений	Изменение площади, м ² + увеличение, - уменьшение	Примечание
Аманаузское	Бол. Зеленчук	1964-1970	+8500	Озеро увеличивается в результате отступления ледника
		1970-1980	+16 700	
		1980-1990	+4000	
		1990-2000	+5100	
		2000-2004	+7800	
Токмак	То же	1982-1987	-850	Ледник наступал
Восточно-Клухорское	Теберда	1935-1955	+8000	Ледник отступал
		1955-1960	+4100	То же
		1960-1970	+5100	“
		1970-1980	+5050	“
		1980-1990	+6700	“
		1990-2000	+7300	“
		2000-2006	+8100	“
		1977-1979	-1470	Ледник наступал
1986-1987	-1080	То же		
Перевальное	То же	1929-1988	+2500	Ледник растаял в 1977 г.
Чауллучат	Учкулан	1959-1984	+500	Ледник отступал
		1984-1995	+900	То же
		1995-2000	+450	“
№220	Учкулан	1974-1988	+8400	“
		1988-2006	+4500	“
Даут	Даут	1975-1992	+5800	Ледник отступал
		1992-2000	+3100	То же
Микельчиран	Малка	1974-1981	+6940	“
		1981-1988	+8940	“
		1988-2005	+2920	“

Приложение 9 (продолжение)

Наименование озера или номер ледника в районе которого оно расположено	Бассейн реки	Период наблюдений	Изменение площади, м ² + увеличение, - уменьшение	Примечание
Бирджалычиран	То же	1958-1981	+3900	“
№4	“	1981-1987	+4200	“
№5	“	1958-1987	+32 000	“
№6	“	1958-1987	+8800	“
Малый Азау	Баксан	1950-1959	+2200	В 1978 г. озеро прорвалось
		1959-2003	+17 800	
Башкара (наледниковое)	То же	1934-1959	+13 100	Озеро прорывалось в 1958, 1959 гг.
		1959-1986	+40 020	
		1986-2003	+12 880	
Башкара фронтальное)	“	1974-1986	+1100	Ледник отступал
		1986-1988	+6000	То же
		1988-2003	+9040	“
Уллуаузна	Черек Безенгийский	1964-1984	+ 18 080	“
		1984-1986	+2500	“
		1986-1988	+2800	“