

ЛЕДНИКИ

Авторы: В. М. Котляков, П. А. Шумский

ЛЕДНИКИ, массы льда преим. атмосферного происхождения, движущиеся под действием силы тяжести и принявшие форму потока, системы потоков, купола (щита) или плавучей плиты. Образуются из твёрдых атмосферных осадков там, где в течение года их отлагается больше, чем стаивает и испаряется; соответственно состоят из областей питания и *абляции*, разделённых границей питания, на которой приход льда в течение года равен расходу. В холодных районах область абляции может быть представлена только краевым обрывом, от которого откалываются айсберги (напр., антарктический ледниковый покров) или с которого сходят ледяные лавины (висячие Л.). Размеры, форма и строение Л. обусловлены формой вмещающего ложа, соотношением между приходом и расходом льда через внешнюю поверхность и его медленным движением.

Распространение и типы ледников



Фото А. И. Нагаева

Антарктида. Наземный ледниковый покров.

Динамически Л. делятся на горные, или Л. стока, и покровные (ледниковые покровы), или Л. растекания. Промежуточное место занимают горно-покровные Л., или Л. сетчатого типа, заполняющие сеть сквозных долин с ледниковыми куполами и перевалами. По месту залегания горные Л. подразделяются на 4 типа: Л. вершин, склонов, долин и предгорий. К 1-му типу относятся Л. плоских и конических вершин;

ко 2-му – каровые (расположенные в углублениях – карах привершинной части гор), висячие (залегające на крутых высоких склонах гор) и склоновые (занимающие широкие некрутые склоны); к 3-му – простые долинные, сложные долинные и

дендритовые; к 4-му – предгорные (распластанные вдоль подножия гор).



Фото А. И. Нагаева
Антарктида. Шельфовый ледник.

В покровных Л. (ледниковых покровах) выделяются наземные ледниковые покровы (в зависимости от размера подразделяются на ледниковые щиты, ледниковые купола, выводные Л.) и шельфовые Л. (морские Л.). В наземных ледниковых покровах лёд растекается от ледоразделов к периферии независимо от рельефа вмещающего ложа; в шельфовых Л. лёд течёт от берега к морю, в виде плавучих или

частично опирающихся на дно плит. Промежуточное место между двумя гл. типами занимают ледниковые покровы, ложе которых подстилается и горными породами, и водой. Хотя они имеют континентальное происхождение, их морфология и режим во многом зависят от влияния океана. Именно таким покровом является ледниковый комплекс Зап. Антарктиды. Л. имеют площади поверхности от долей км² до сотен тысяч км² (536 тыс. км², шельфовый Л. Росса, Зап. Антарктида), линейные размеры – ширину фронта от 100 м до нескольких тысяч км (1200 км, шельфовый Л. Бодуэна, Вост. Антарктида), длину до нескольких сотен км (700 км, выводной Л. Ламберта, Вост. Антарктида) и толщину от 10 м до нескольких км (измеренная толщина ледникового покрова Антарктиды до 4,3 км). Общая пл. совр. оледенения св. 16,3 млн. км² (11% пл. суши), общий объём – ок. 28 млн. км³. 86,9% площади и 98% объёма приходится на материковые ледниковые покровы, 9,1% и ок. 2% – на шельфовые Л., 1,3% и ок. 0,1% – на горные Л. Распределение площади оледенения представлено в табл.

Распределение льдов на Земле

Область оледенения	Площадь оледенения, км ²
Антарктика	13979000
Антарктида	13975000

Ледниковый покров	13779000
в том числе:	
наземный	12150000
плавающий	1460000
островные ледники	169000
Ледники в оазисах и нунатаках	196000
Приантарктические острова	4000
Арктика	2044250
Гренландия	1802600
Ледниковый покров	1726400
Прочие ледники	76200
Канадский Арктический архипелаг	149990
	146540*
Остров Элсмир	78350
Баффинова Земля	36830
Остров Девон	16575
Остров Аксель-Хейберг	12560
Остальные острова	5675
Острова российской Арктики	56125
Архипелаг Свальбард и остров Ян-Майен	35245
Арктические районы Северной Америки	260
Арктические районы Азии	30
Европа	19180
Остров Исландия	11785
Скандинавия	3060
Альпы и Пиренеи	2880
Кавказ и Урал	1455
Азия	118355

Гималаи	33055
Тянь-Шань	17875
Каракорум	15400
Нань-Шань	13000
Памиро-Алай	12070
Куньлунь	11640
Гиндукуш	5900
Остальные районы Центральной Азии	5420
Сибирь и Дальний Восток	1570
Кавказ	1430
Передняя Азия	50
Прочие регионы	945
Северная Америка	123700
Аляска	103700
Береговые хребты	15410
Скалистые горы	4580
Вулканы Мексики	10
Южная Америка	32300
Африка и Океания	845
Новая Зеландия	810
Африка	20
Новая Гвинея	15
Всего	16317630

* По данным канадского Института национальных гидрологических исследований.

Режим поверхностных процессов

Распределение прихода и расхода льда на поверхности Л. меняется во времени в зависимости от состояния атмосферы, альбедо, высоты, наклона, кривизны данного



Фото Hauke Steinberg

Ледник в национальном парке Торрес-дель-Пайне (Чили).

участка поверхности Л. и его ориентации относительно солнца и ветра. Состояние баланса массы Л. отражает граница питания – важнейший пограничный уровень на Л., разделяющий области питания и абляции. Несколько выше границы питания проходит фирновая линия, ограничивающая снизу

область ледниковой поверхности, на которой на протяжении всего года присутствует снег или фирн. Между границей питания и фирновой линией располагается неширокая полоса «наложенного» льда, образовавшегося в последний летний сезон от замерзания снежной толщи, насыщенной талой водой. Увеличение массы Л. (аккумуляция) происходит за счёт отложения на его поверхности выпадающих атмосферных осадков, наметания снега во время метелей, схода снежных и ледяных лавин, поэтому количество отложенного снега не совпадает с количеством выпавших осадков. В целом на каровых Л. отлагается в 1,5–2 раза больше снега, чем на окружающих склонах, на небольших долинных Л. – на 40% больше, на крупных долинных – на 25%. Уменьшение массы Л. (абляция) происходит посредством таяния, испарения, сдувания снега ветром, обвалов льда и откалывания айсбергов. Основой поверхностной абляции на горных Л. служит таяние. В свою очередь, талые воды переносят теплоту внутрь ледниковой толщи. Жидкая вода просачивается в фирн на глубину до 10–15 м, что приводит к прогреванию всей толщи. Испарение имеет существенное значение лишь в условиях крайне сухого и солнечного высокогорья. Значит. часть талых вод повторно замерзает в толще фирна и льда, формируя внутр. питание Л., величина которого зависит от соотношения выпадающих твёрдых и жидких осадков, интенсивности таяния, температурного режима и строения снежно-фирновой толщи, условий стока талых вод из области питания Л. Внутр. питание Л. с «тёплым» фирновым типом льдообразования составляет 10–20% общего количества талых вод, а с «холодным» – может достигать 50% и более. Превращение снега в фирн и лёд в области питания происходит путём оседания под давлением накапливающихся сверху слоёв атмосферных осадков с участием рекристаллизации и путём частичного таяния и замерзания просачивающейся в поры воды. В зависимости от доли участия этих процессов на поверхности Л. выделяют зоны льдообразования,

распространение которых обусловлено соотношением количества атмосферных осадков и летнего таяния. Внутри материковых покровов и высоко в горах, где таяния нет, расположена рекристаллизационная, или снежная, зона; фирн здесь превращается в лёд на большой глубине, и темп-ра фирна на глубине затухания годовых температурных колебаний равна ср. годовой темп-ре воздуха (на мировом полюсе холода в Центр. Антарктиде глубина залегания фирна превышает 100 м, ср. темп-ра зимних месяцев от -60 до -70 °С, абсолютный минимум $-89,2$ °С). Ниже находится холодная инфильтрационная, или фирновая, зона, где вся талая вода замерзает в порах фирна, не превращая его в лёд и не прогревая всю толщу до точки таяния. Ещё ниже происходит дифференциация зон льдообразования: в сухих холодных районах распространена зона ледяного питания, где снежный покров, пропитываясь водой, ежегодно превращается в слой льда («наложенный» лёд) и темп-ра подстилающего льда остаётся отрицательной, а в сравнительно тёплых и влажных районах нижняя часть области питания принадлежит к тёплой инфильтрационной, или фирновой, зоне, в которой талая вода просачивается сквозь фирновую толщу, прогревая её до темп-ры таяния, и стекает с Л. по трещинам, по внутри- и подледниковым каналам. Благодаря поступлению тёплых талых вод тёплая фирновая зона Л. распространяется в районы со ср. темп-рой воздуха до -8 °С; ниже, в области абляции, темп-ра льда отрицательна.

Сток с Л. включает сток от таяния сезонного снега и фирна в областях питания и абляции Л. и сток от таяния многолетнего льда в области абляции. Сток воды с ледниковой поверхности благодаря концентрации снега и малому испарению на Л. примерно в 1,5 раза выше, чем неледниковый сток на той же высоте, и в 2–3 раза выше, чем сток с окружающей поверхности в целом. В летнее время эти соотношения увеличиваются в неск. раз. Реки с большой долей ледникового питания отличаются значит. превышением стока за июль – сентябрь над стоком за март – июнь: в 5–8 раз больше для приледниковых створов и вдвое больше в низовьях рек (в реках со снеговым или дождевым питанием сток в июне – сентябре обычно меньше, чем в марте – июне).

Л. служат естеств. регуляторами стока, изменяя его в полезном для водного хозяйства направлении. Регулирующая роль Л. проявляется в многолетнем,



Фото К. Е. Михайлова
Ледники Белухи (Алтай).

межсезонном и внутрисезонном циклах. Доля ледникового стока увеличивается в засушливые маловодные годы и концентрируется в летний период, когда в большинстве ледниковых районов выпадает мало осадков. Наконец, сток перераспределяется с первой на вторую половину лета, т. к. талая вода в начале лета накапливается в снежно-фирновой толще и

внутриледниковых полостях, а затем в июле и августе стекает. Ледниковое регулирование речного стока используется в с. х-ве и гидроэнергетике. Помимо паводков от таяния снега, фирна и льда, на Л. бывают резкие паводки от прорывов воды из внутриледниковых полостей или ледниково-подпрудных озёр. Объём прорывных паводков колеблется от нескольких сотен тысяч до десятков и сотен млн. м³. Такие паводки сохраняются в реках на протяжении нескольких сотен км, постепенно распластываясь, при их прогнозе за начало принимают подъём подпрудного озера до 0,8–0,9 высоты ледяной плотины.

Режим внутренних процессов

При достаточно высоком напряжении в верхнем слое ледника возникают трещины растяжения, а в глубине – сколы. При темп-ре, близкой к темп-ре таяния, движение по плоскостям надвигов сопровождается таянием и повторным замерзанием с образованием ленточной текстуры. В тех же условиях лёд скользит по дну из подстилающих горных пород в результате таяния при повышенном давлении перед выступами дна и замерзания выдавливаемой воды за ними, а также вследствие ускоренного обтекания льдом выступов дна благодаря концентрации напряжений. При этом происходит выпахивание коренного ложа удерживаемыми льдом обломками горных пород – ледниковая эрозия, или экзарация. Поля напряжения, скорости и темп-ры Л. определяются краевыми условиями на их внешних поверхностях. Верхняя и подводная поверхности Л. находятся под атмосферным и гидростатич. давлением и свободны от касательных напряжений, а нижняя поверхность наземных Л. испытывает также касательные напряжения, обусловленные трением о дно. Темп-ра

верхнего слоя на уровне затухания годовых колебаний зависит от ср. температур воздуха и зоны льдообразования. Подводная поверхность имеет темп-ру таяния, а темп-ра на дне Л. обусловлена соотношением притока геотермич. тепла и его оттока, т. е. температурным градиентом, а также движением льда. Если приток тепла превышает отток, то на дне происходит таяние и скольжение льда под действием касательного напряжения, причём теплота донного трения затрачивается также на таяние. Выделяются холодные Л., примерзающие к ложу, и изотермические Л., скользящие по ложу. Неоднородность темп-ры играет большую роль в холодных Л. В случае изотермич. Л. для расчёта скорости и толщины льда нужно знать условия его скольжения. Очевидна зависимость скольжения от поступления в ледник воды: силы плавучести и скорость Л. максимальны в начале лета, когда уровень стояния воды высок из-за неразработанности дренажа. Дополнит. усложнение в режим внутр. процессов Л. вносят ограниченная прочность льда, его разрывы, скольжение по сколам, приводящее к несовпадению реологических свойств льда (соотношение деформаций льда и вызывающих их напряжений). Движение льда вызывает его направленную перекристаллизацию и появление анизотропии реологических свойств. Вследствие неравномерности питания Л., выделения внутр. тепла трения, эрозии ложа возникают сколы, расслоения, струи и выводные Л. внутри ледниковых покровов, а иногда и резкие подвижки ледников.

Скорость движения льда в наземном Л. уменьшается по мере увеличения глубины. В Л. происходит как бы скольжение друг по другу тонких слоёв льда, приблизительно параллельных дну, растягивающихся в продольном направлении и утончающихся в области питания и одновременно сжимающихся в продольном направлении и утолщающихся в области абляции. Эта деформация сопровождается поперечным сжатием или растяжением в зависимости от изменения размеров вмещающего ложа горных Л. и растяжением при радиальном растекании ледниковых покровов. Линии тока входят внутрь Л. в области питания, выходят из Л. в области абляции и параллельны поверхности на границе питания.

В холодных Л. на дне скорость их движения равна нулю, а осн. деформация сдвига происходит в относительно более тёплом придонном слое, где выделяется теплота деформирования, тогда как жёсткий верхний лёд движется почти не деформируясь.

Значит, влияние на температурное поле оказывает перенос холода льдом, опускающимся внутрь Л. в области питания и движущимся в более тёплые нижние части Л., вследствие чего там темп-ра сначала понижается с глубиной, а затем повышается в придонных слоях от внутр. тепловыделения и геотермич. тепла. В изотермич. Л. вся теплота деформирования затрачивается на внутр. таяние льда. Чем выше напряжение сдвига, тем больше скорость скольжения по дну, так что скользящие друг по другу тонкие слои льда в изотермич. Л. не параллельны дну, а как бы срезаны им. Часть линий тока кончается на дне и внутри Л., где происходит донное и внутр. таяние. Макс. скорость горных Л. обычно составляет от нескольких м/год у малых Л. до нескольких сотен м/год у крупных; покровных Л. – от 1,9 км/год у шельфовых Л. Антарктиды и до 7,3–13,8 км/год у некоторых выводных Л. зап. края Гренландского ледникового покрова.

Возраст льда в Л. быстро увеличивается с глубиной, старый лёд сосредоточивается в тонком придонном слое. В Л. возраст льда определяют по профилям содержания стабильных изотопов кислорода и водорода, слоям повышенной радиоактивности, моделям растекания льда. Самая глубокая в Антарктиде скважина на рос. антарктич. станции «Восток», пройденная до глубины более 3600 м, вскрыла толщу льда над оз. [Восток](#), отложенную за 420 тыс. лет, что соответствует 4 климатич. циклам.

Колебания ледников

Л. постоянно испытывают колебания массы и размеров под действием изменений климата. В стационарном состоянии положение поверхности Л. не должно изменяться, однако в реальных условиях из-за чередований погоды и сезонов года возможно лишь квазистационарное состояние с возвращением к исходному положению после годового цикла изменений. При нестационарном состоянии Л. в процессе его колебаний изменяются величины поля скоростей – направления линий тока и положения ледоразделов и стрежня потока. Различают 4 вида колебаний Л.: 1) вынужденные колебания, обусловленные изменениями внешней нагрузки, т. е. скорости аккумуляции и абляции льда; 2) высокочастотные колебания скорости скольжения, вызываемые изменениями шероховатости ложа Л. под влиянием интенсивности таяния льда и подледникового стока; 3) низкочастотные колебания,



Безенгийский ледник (Кавказ).

Фото К. Е. Михайлова

связанные с проникновением температурных колебаний в толщу Л.; 4) релаксационные автоколебания, возникающие из-за нестационарности нелинейных кинематич. связей в Л., – они выражаются в резких подвижках Л. Среди перечисленных видов колебаний основные – 1-й и 4-й. В соответствии с ними Л. делятся на нормальные, подвергающиеся вынужденным колебаниям, и пульсирующие, на которых время от времени резко ускоряется движение, лёд дробится и конец Л. быстро продвигается вперёд. Колебания нормальных Л. представляют собой преобразования колебаний внешней нагрузки, т. е. скорости питания или абляции, вызываемых

случайными и гармонич. колебаниями состояний атмосферы. Колебания пульсирующих Л. – это процессы периодич. релаксации, вызываемые нестационарностью связей – изменениями силы трения о дно и дроблением льда. Вынужденным колебаниям постоянно подвергаются все Л., тогда как самовозбуждение колебаний свойственно лишь некоторым активным нелинейным системам – пульсирующим Л. Их опасные резкие подвижки известны во многих горных районах земного шара.

Вынужденные колебания Л. вызваны изменениями климата и, так же как и климат, отличаются цикличностью. Выявлены 11-, 22-, 35- и 80-летние циклы колебаний; вероятно, существует и более длительный, примерно 1850-летний, цикл.

Вынужденные колебания концов Л. следуют непосредственно за климатич. флуктуациями десятилетних масштабов, запаздывают по отношению к ним на неск. лет (причём у каждого Л. это происходит по-своему) и слабо зависят от климатич. условий отд. лет. Каждый цикл колебания Л. состоит из 2 фаз: короткого интенсивного наступания и сравнительно длительного и медленного отступания.

В геологич. прошлом наиболее крупные колебания Л. приводили к чередованиям

ледниковых и межледниковых эпох, ледниковых и безлёдных периодов. Последняя крупная деградация Л., связанная с убыванием позднеплейстоценового оледенения, происходила примерно 17–10 тыс. лет назад. В 20 в. преобладало отступление Л., хотя в 1950–70-х гг. отмечены некоторые признаки активизации Л. в Альпах, на Кавказе, в Скандинавии и др. В кон. 20 – нач. 21 вв. деградация оледенения возрастает в связи с происходящим глобальным потеплением климата на Земле. Л. служат важной составляющей водных ресурсов и водного баланса Земли, усиление их массового таяния может привести к наводнениям и повышению уровня Мирового ок. Под воздействием колебаний Л. формируются ледниковые аккумулятивные и эрозионные формы рельефа и ледниковые отложения. С ледниковой деятельностью связаны такие опасные явления, как сход снежных и ледовых лавин, резкие подвижки пульсирующих ледников.

Литература

Лит.: Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М., 1955; он же. Динамическая гляциология. М., 1969; Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., 1963; Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники. Л., 1968; Патерсон У. С. Б. Физика ледников. М., 1972; Зотиков И. А. Теплофизика ледниковых покровов. Л., 1982; Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б. Ледники. М., 1989; Оледенение Северной Центральной Евразии в современную эпоху / Отв. редактор В. М. Котляков. М., 2006.