КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Криосфера Земли, 2022, т. XXVI, № 5, с. 56–70 **https://www.sibran.ru**

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

УДК 551.578.465 DOI: 10.15372/KZ20220505

НАЛОЖЕННЫЙ ЛЕД НА КУПОЛЕ БЕЛЛИНСГАУЗЕН (ОСТРОВ КИНГ-ДЖОРДЖ, АНТАРКТИКА)

Б.Р. Мавлюдов

Институт географии РАН, отдел гляциологии,
119017, Москва, Стромонетный пер., 29, Россия; mavlyudov@igras.ru

Рассмотрены условия возникновения, существования и таяния наложенного льда на куполе Беллинсгаузен на полуострове Файлдс острова Кинг-Джордж (Ватерлоо) вблизи Антарктического полуострова. Ежегодное накопление наложенного льда составляло около 15 см. В годы с положительным балансом массы на ледниковом куполе толщина наложенного льда увеличивалась. Максимальная измеренная толщина многолетнего наложенного льда на куполе достигала 145–150 см и даже 300 см. Оценено значение наложенного льда в балансе массы льда ледникового купола Беллинсгаузен в разные годы в течение периода наблюдений с 2007 по 2021 г. Показана необходимость режимных наземных наблюдений для выяснения сезонной границы наложенного льда как положения высоты границы питания.

Ключевые слова: *ледниковый купол Беллинсгаузен, полуостров Файлдс, баланс массы льда, наложенный лед.*

SUPERIMPOSED ICE ON BELLINGSHAUSEN DOME, KING GEORGE ISLAND, ANTARCTIC

B.R. Mavlyudov

Institute of Geography, RAS, Department of Glaciology,
Staromonetnyj per. 29, Moscow, 119017, Russia; mavlyudov@igras.ru

Conditions of the origin, existence, and melting of the superimposed ice are considered for Bellingshausen Ice Dome on Fildes Peninsula of King George (Waterloo) Island near Antarctic Peninsula. Every year, accumulation of superimposed ice on the ice dome reaches about 15 cm. In years with positive mass balance on the ice dome, the thickness of superimposed ice increases. The maximum measured thickness of perennial superimposed ice on the ice dome is equal 145–150 cm reaching 300 cm in some places. Significance of the superimposed ice in the ice mass balance of Bellingshausen Ice Dome in different years during the observation period from 2007 to 2021 is estimated. It is argued that regime field observations are necessary for finding seasonal boundary of the superimposed ice as the altitude of the equilibrium line.

Key words: *Bellingshausen Ice Dome, Fildes Peninsula, ice mass balance, superimposed ice.*

ВВЕДЕНИЕ

Под наложенным льдом (НЛ) автор, вслед за [*Cuffey, Paterson, 2010; Congley et al., 2011*], понимает слой монолитного льда, который формируется в нижней части снежной или снежно-фирновой толщи на границе со льдом на поверхности ледников. В отечественной литературе аналогичный слой льда носит название инфильтрационно-конжеляционного [*Гляциологический словарь, 1984*] или также наложенного [*Ушнурцев и др., 1995*]. Толщина НЛ увеличивается до тех пор, пока не будет использован весь запас холода в подстилающем льду [*Cuffey, Paterson, 2010*]. В однолетней снежной толще на леднике весь возникший НЛ стаивает вместе со снегом. В многолетней снежно-фирновой толще НЛ сохраняется и является элементом внутреннего питания [*Бажев, 1973, 1980*].

Роль НЛ в жизни ледников обсуждается во многих публикациях [*Baird, 1952; Fujita et al., 1996; Wadham, Nuttal, 2002*]. Практически все исследователи считают, что НЛ играет существенную, а порой определяющую роль в балансе массы льда ледников в полярных районах [*Wright et al., 2007*] и районах с континентальным климатом [*Корейша, 1991*], в других районах роль НЛ полагают несущественной [*Cuffey, Paterson, 2010*].

Для ледников о. Кинг-Джордж характерно широкое распространение НЛ на поверхности ледниковых куполов после таяния снега, где в отдельные годы он может занимать обширные территории. В литературе, посвященной этому региону, описание и упоминание НЛ встречается очень редко: на о. Кинг-Джордж в [*Gonera, Rachlewicz, 1997; Rachlewicz, 1999*], на о. Сигню, Южные Оркнейские острова в [*Gardiner et al., 1998*].

Несмотря на наличие публикаций, НЛ изучен еще недостаточно, особенно в антарктических регионах. В настоящей работе рассмотрены особенности формирования НЛ на о. Кинг-Джордж, основной акцент сделан на п-ов Файлдс и на расположенный на нем ледниковый купол Беллинсгаузен, где проводились полевые работы в периоды 2007–2012 и 2014–2021 гг. в рамках сезонных работ Российской антарктической экспедиции. Кроме выяснения особенностей формирования и существования НЛ, предпринята попытка выявить его роль в балансе массы ледникового купола.

Район работ

Работы по изучению наложенного льда проводились на п-ове Файлдс (62° ю.ш.) в юго-западной части о. Кинг-Джордж (Ватерлоо) в архипелаге Южных Шетландских островов, у северного окончания Антарктического полуострова (рис. 1).

Полуостров Файлдс имеет ширину до 3 км и протяженность около 10 км, включая ледниковый купол Беллинсгаузен в его северо-восточной части (рис. 2, *а*). Размер купола 3.3 × 4.5 км, высота 250 м над ур. моря, площадь около 8.9 км^2. Ледниковый купол Беллинсгаузен без перерыва примыкает к другим более обширным ледниковым куполам острова, который на 95 % покрыт льдом. Более подробную информацию о строении ледникового купола Беллинсгаузен можно найти в работе [*Мавлюдов, 2016*].

Климатический очерк

Регион о. Кинг-Джордж (Ватерлоо) является одним из самых теплых районов Антарктики. Климат о. Кинг-Джордж морской с мягкой зимой и прохладным летом, что обусловлено близостью Южного океана. Летом на острове преобладают ветра от западного до северного, приносящие тепло со стороны Тихого океана, а зимой – от восточного до южного, переносящие холодный воздух со стороны Антарктиды. Однако в зимнее время возможны также вторжения северо-западных ветров, приносящих не только теплый воздух, но иногда и жидкие осадки. Период с положительными температурами воздуха длится в основном с декабря по март. Средняя годовая температура, по данным метеостанции Беллинсгаузен [*www.aari.aq*], равна –2.3 °С, средняя зимняя температура (апрель–ноябрь) составляет –3.9 °С, средняя летняя температура (декабрь–март) равна 0.97 °С. Годовое количество осадков 697 мм, на лето (преимущественно в виде дождя) приходится около 239 мм осадков, а зимой (в основном в виде снега) – 458 мм осадков.

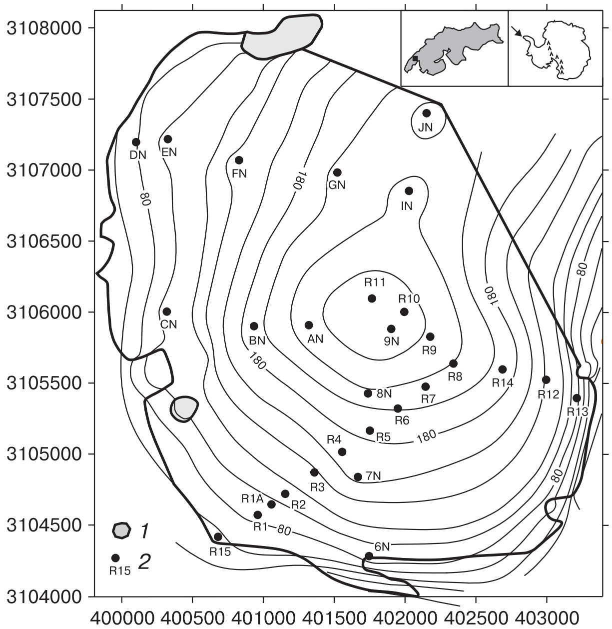

Рис. 1. Положение ледникового купола Беллинсгаузен и абляционных реек на нем.

1 – нунатаки; *2* – абляционные рейки и их номера. На врезках – положение острова Кинг-Джордж у Антарктического полуострова (*стрелка*) и положение купола Беллинсгаузен на острове Кинг-Джордж (*черный квадрат*). Система координат UTM, зона 21.

Методика исследований

Изучение НЛ на п-ове Файлдс и на ледниковом куполе Беллинсгаузен проводилось попутно при масс-балансовых исследованиях. Наложенный лед изучался: 1) в основании шурфов, которые выкапывались при снегомерной съемке на ледниковом куполе в конце ноября – начале декабря (если формирование НЛ в это время уже началось) и в течение летнего сезона в период существования снежного покрова у реек R1, R4, R8, R12, BN, FN и IN; 2) в период схода снежного покрова, когда НЛ обнажался полностью (см. рис. 2, *б*, *в*, *д*); 3) в период таяния НЛ, когда на его поверхности формировалась кора таяния (см. рис. 2, *е*). Кора таяния – это верхний сильно разрыхленный слой льда толщиной 5–10 см в области абляции ледника, возникающий в результате солнечного выветривания льда под воздействием солнечной радиации, проникающей в глубь льда и вызывающей таяние внутри его верхнего слоя [*Гляциологический словарь, 1984; Мавлюдов, 2008*]. Толщина НЛ измерялась в скважинах (см. рис. 2, *г*). Скважины бурились ледовым кольцевым буром диаметром 10 см в разное время вдоль края обнажающегося НЛ (табл. 1). За нижнюю границу однолетнего НЛ в этом случае принимался слой частиц вулканического пепла, который в

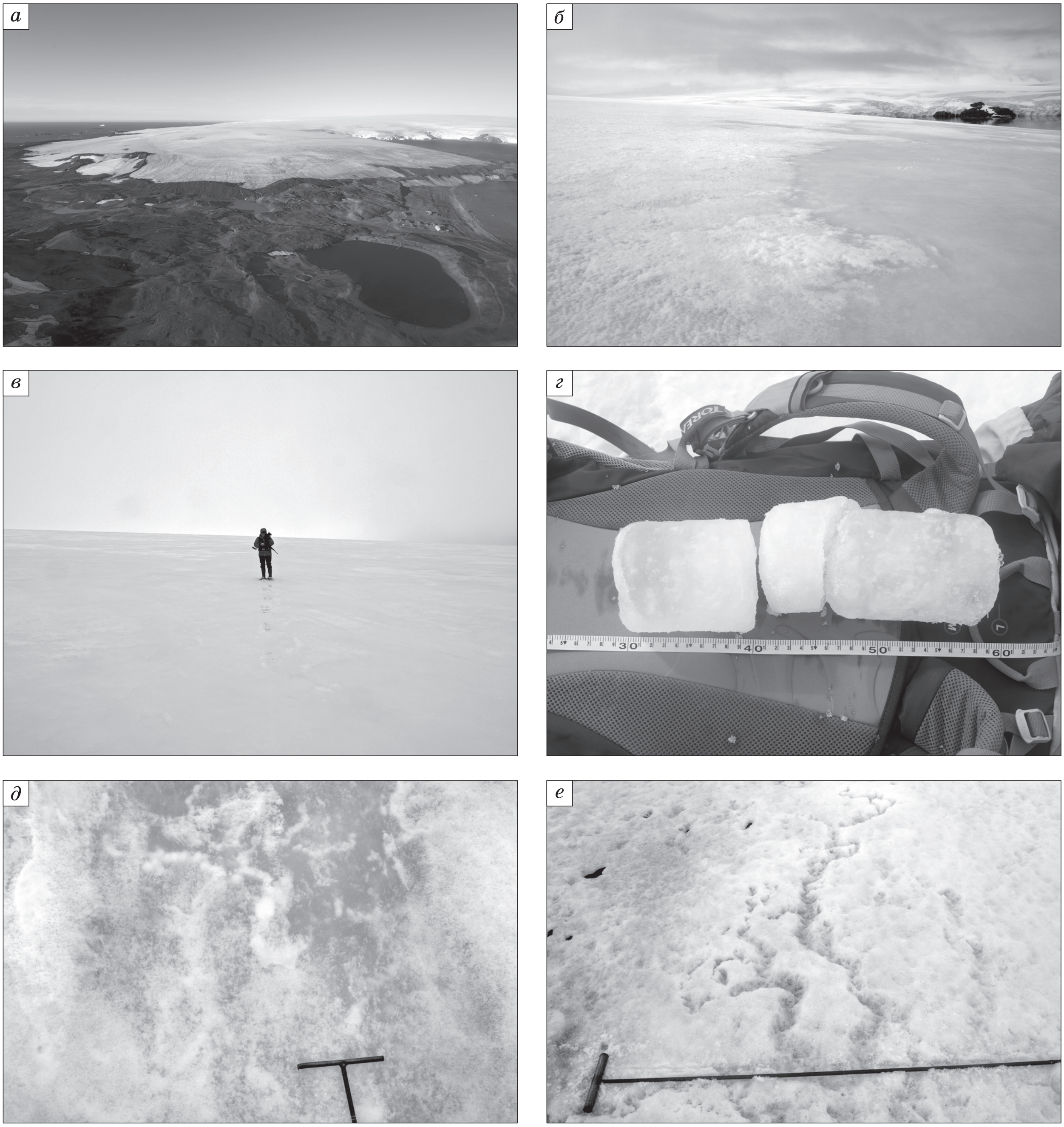

Рис. 2. Купол Беллинсгаузен, 07.03.2020 г., вид с юго-востока с борта вертолета (*а*), границы снега и наложенного льда на южном склоне ледникового купола (*б*), поле наложенного льда на южном склоне ледникового купола, 31.12.2019 г. (*в*), керн многолетнего наложенного льда (*г*), поверхность обнажившегося наложенного льда с просвечивающими внутренними каналами (*д*), кора таяния на поверхности наложенного льда с вытаявшими внутренними каналами (*е*).

конце сезона абляции обычно оказывался на поверхности ледникового льда.

Толщина НЛ измерялась также на стенках свежих ледниковых трещин и у абляционных реек, которые распределены на разных склонах ледникового купола в количестве 29 шт. (см. рис. 1). Плотность наложенного льда и коры таяния по нему определялась весовым методом.

Таблица 1. **Характеристики наложенного льда на куполе Беллинсгаузен в разные годы**

Год*	Средняя толщина НЛ по куполу**, см	Диапазон изменения толщины НЛ, см	Средняя толщина НЛ по рейкам, см в.э.	Таяние НЛ по рейкам, см в.э.	Доля НЛ в B_w по рейкам, %	Доля НЛ в B_s по рейкам, %
2007/08	19.9 (214)	1–28	18.1	8.8	28.3	12
2008/09	16.0 (107)	7–43	14.3	9.3	26.9	7.4
2009/10	15.6 (76)	4–27	14.4	0.7	18.3	1.6
2010/11	38.9 (53)	4–52	13.4	8.7	21.4	17.2
2011/12	30.3 (20)	10–69	16.1	14.4	28.5	12.6
2012/13				0		0
2013/14				0		0
2014/15	41.7 (29)	5–54	12.4	0.9	23.0	1.6
2015/16	25.7 (60)	8–56	16.4	3.1	27.8	5.5
2016/17	30.7 (36)	6–175	14.9	16.5	28.1	17.6
2017/18	14.6 (34)	5–150	14.4	19	24.4	19.5
2018/19	13.6 (40)	5–35	12.9	4.7	20.7	9.1
2019/20	67.1 (64)	3–300	11.8	31.6	23.0	18.1
2020/21	13.8 (122)	5–106	10.9	10.9	13.4	10.9

* Жирным шрифтом выделены годы с положительным балансом массы.
** В скобках – количество измерений.
Примечание. B_w – зимний баланс массы; B_s – летний баланс массы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выявленные условия формирования наложенного льда

Формирование НЛ зависит от структуры, толщины и температуры снежной толщи, запаса холода [*Гляциологический словарь, 1984*], накопленного в подстилающем льду за зиму, и от структуры поверхности ледникового льда. Изучение структуры снежного покрова показало, что перед началом таяния он состоит из слоев снега разной зернистости и плотности, а также многочисленных ледяных прослоек. Ледяные слои в снежной толще могут быть двух типов. К первым относятся ледяные корки, формирующиеся при выпадении жидких осадков на холодную поверхность снега. Обычно эти корки являются непрерывными, и их толщина не превышает 1–3 мм. Более тонкие ледяные корки формируются при резких потеплениях, которые не сопровождаются выпадением жидких осадков (радиационные корки). Ко второму типу относятся ледяные прослои, сформировавшиеся при оседании водяного пара на поверхность снега при сильном ветре (чаще всего с севера и северо-запада) в условиях повышенной влажности воздуха (туман) при температуре, близкой к нулевой. В этом случае на поверхности снежного покрова растут обособленные ледяные агрегаты шириной до 2 см, длиной 2–4 см и толщиной около 1 см. Агрегаты наклонены к поверхности снега на 10–20° и ориентированы навстречу воздушным потокам. В таких слоях ледяные агрегаты не соединены между собой. Общая толщина таких слоев обычно не превышает 2–3 см.

Выявлено, что в начале теплого сезона талая вода просачивается до ледяных прослоев и начинает увеличивать их толщину в первом случае и скреплять ледяные агрегаты – во втором. Однако тепло, выделившееся при замерзании талой воды на ледяных прослоях, чаще всего не дает возможности значительного увеличения их толщины. В результате вода находит путь сквозь ледяную корку или между ледяных агрегатов и проникает в более глубокие слои. Но в некоторых случаях талая вода делает ледяные прослои водонепроницаемыми. В таком случае лед начинает расти на этих ледяных прослоях, изолируя прослои и линзы снега или фирна внутри толщи льда.

Доля льда внутри снежной толщи в пределах ледникового купола существенно различалась от года к году и от точки к точке, поскольку зависела от толщины и структуры снега, от ориентации склона, а также от характера погоды в предыдущие периоды. За все годы наблюдений в конце сезона аккумуляции при максимуме снегонакопления количество льда (по водности) внутри сезонной снежной толщи изменялось от 12 до 60 % при средней плотности снега 0.4–0.5 г/см^3. В течение сезона абляции общее количество льда в сезонном снегу сначала возрастало, а потом убывало.

Измерения температуры снега в нижней части снежной толщи в конце сезона аккумуляции на ледниковом куполе Беллинсгаузен в разные годы показали значения −3...−5 °C. Низкая температура снега способствовала тому, что просачивающаяся с поверхности снега талая вода использовалась сначала на промачивание снежной толщи и на укрупнение зерен снега, а также на увеличение толщины ледяных прослоев. Формирование НЛ в нижней части снежно-фирновой толщи происходило преимущественно при ее промачивании талой водой. В некоторых случаях этот процесс мог начаться раньше, если талая вода подтекала или просачивалась вниз по склону под снежную толщу с больших абсолютных высот с участков с меньшей толщиной снега, где он стаивал первым, как это происходило, например, на склоне ниже рейки R4.

Измерения в шурфах показали, что средняя минерализация сезонного снега в вершинной части ледникового купола составляла около 70 мг/л. В процессе стекания воды по ледяному склону в нижней части снежной толщи происходило частичное замерзание воды (при формировании НЛ), что вело к увеличению концентрации солей в воде, стекающей по льду. В начале сезона абляции несколько раз в шурфах в нижней части снежной толщи была измерена минерализация воды, составляющая 1000 мг/л. Это свидетельствует о том, что вода прошла довольно большой путь под снегом. Измеренная минерализация самого НЛ составляла 20–30 мг/л. Измеренная скорость перемещения воды под снегом толщиной около 1 м при уклоне около 10° равна примерно 80 м/сут. Если принять скорость перемещения воды по склонам купола постоянной, то талая вода с вершины купола до его основания может стечь за 18–19 дней. Эта скорость увеличивалась с ростом крутизны склонов и уменьшением толщины снежной толщи. Последнее вело к росту толщины слоя промачивания в нижней части снежной толщи, которая достигала максимума в полосе снежных болот, расположенной на границе снега и обнажившегося НЛ. При возникновении толстого слоя промоченного снега формирование НЛ сначала замедлялось, а потом полностью прекращалось. Согласно оценкам автора, продолжительность роста НЛ на куполе в весеннее время оценивается в 1–1.5 месяца и зависит от температуры воздуха и активности весеннего снеготаяния. При этом рост слоя НЛ происходит по всей поверхности ледникового купола, покрытой снегом. Исключение, видимо, составляют участки ледникового купола, где толщина многолетней снежно-фирновой толщи максимальна, т. е. где она в конце сезона абляции превышает 3 м, где НЛ формируется внутри толщи, а сток талых вод в течение сезона абляции минимальный.

Выявлено, что первым сходит снег на участках с его наименьшей толщиной в середине южного (у рейки R4) и северо-западного (у реек EN и FN) склонов и в основании купола (если там нет снежных надувов). В снежном поле появлялось пятно растаявшего снега, которое в дальнейшем начинало расширяться во всех направлениях, увеличивая площадь обнаженного слоя НЛ. Обнажившийся НЛ начинает таять, и на нем формируется слой коры таяния, представляющей собой рыхлую массу слабосцементированных ледяных зерен диаметром 1–2 мм. После стаивания НЛ под ним обнажается ледниковый лед, а поле распространения НЛ оконтуривает его. В дальнейшем площадь обнажившегося ледникового льда также начинает увеличиваться. В обнажившемся поле ледникового льда формируются русла талой воды, которые ниже по склону выходят сначала в полосу НЛ, а потом и в полосу снега. При большом расходе воды в таких руслах при активном таянии в поле снега могут образовываться водоснежные потоки. Попадая на нижний край ледникового льда, вода иногда может проникать под край подтаявшего слоя НЛ и в дальнейшем растекаться под его поверхностью на некоторое расстояние. Поскольку на контакте со снегом НЛ приморожен к ледниковому льду, движение воды под ним становится невозможным. В результате на ослабленных участках слоя НЛ появляются участки, где потоки воды небольшим фонтаном выбиваются на поверхность, давая начало поверхностным потокам. Часто на обнажившейся поверхности слоя НЛ на куполе действующие и отмершие фонтаны можно заметить по темному пятну вулканического пепла, вынесенного потоком на поверхность белесого НЛ. Вулканический пепел в виде прослоев присутствует в ледниковом льду и в основном связан с извержениями вулкана на о. Десепшен, расположенном в том же архипелаге островов в 120 км к запад-юго-западу [*Jiankang et al., 1999*].

Если толщина многолетней снежно-фирновой толщи превышает 2 м, как это отмечалось в районе реек R6–R9, то в конце сезона абляции НЛ может формироваться и на поверхности одного из ледяных прослоев вблизи основания разреза. Чаще всего это происходило на расстоянии 0.5–0.8 м от поверхности ледникового льда, оставляя под вновь формирующимся слоем НЛ слой запечатанного фирна. Автором в 2016 г. в шурфе у рейки R6 была измерена толщина одного из таких подвешенных слоев НЛ, равная 25 см, которая сформировалась за 1.5 года. В дальнейшем при сохранении снежного покрова толщина этого слоя НЛ возрастала. В этом случае формировалась новая толща НЛ внутри фирновой толщи, под которым оставался слой запечатанного фирна. В конце летнего сезона 2018/19 г. толщина этого слоя подвешенного НЛ достигала 70 см. Аналогичное явление было отмечено и у других абляционных реек в вершинной части ледникового купола по резкому уменьшению толщины снежно-фирновой толщи, измеряемой еженедельно металлическим щупом в течение сезона абляции.

При осеннем формировании НЛ благоприятны участки, расположенные в нижней тонкой части снежной толщи. Формируется новый слой НЛ, толщина которого убывает в направлении увеличения толщины снега. Слой осеннего НЛ может сохраниться до следующего сезона абляции или растаять вместе со снегом при очередном потеплении.

В конце сезона абляции поверхность ледникового льда становится неровной, крайне рассеченной, прорезанной многочисленными заглубленными в лед руслами, формирующимися по залеченным трещинам и неоднородностям льда. Для ледяной поверхности в это время характерны многочисленные понижения и поднятия амплитудой 10–15 см, а также криоконитовые стаканы самых разных размеров. Формирование осеннего и в большей степени весеннего НЛ приводит к выравниванию поверхности льда. Поэтому при одновременном стаивании снега на отдельных участках ледникового купола наблюдались большие площади выровненных поверхностей НЛ. Именно такие выровненные поверхности благоприятны для формирования площадных водоснежных потоков из полосы болот, расположенной выше по склону на границе со снежной толщей. В ряде случаев это приводило к ускоренному исчезновению снежного покрова на отдельных участках купола, особенно на склонах, обращенных на север.

Характеристики наложенного льда

По измерениям автора, средняя толщина годового слоя НЛ на ледниковом куполе равна 15–16 см. При этом в зависимости от рельефа поверхности и наличия трещин толщина слоя изменяется от 2 до 24 см или более. Наименьшая толщина НЛ (около 2 см) была отмечена с нижней стороны поперечных долгоживущих трещин в западной части ледникового купола. Это говорит о том, что большую роль в формировании наложенного льда играло замерзание воды, поступающей с мест, расположенных выше по склону.

Если снег за лето в верхней части ледникового купола не стаивает полностью, как это происходило в 2009–2016 гг., а также частично в 2017–2019 гг., то НЛ, накопившийся в начале сезона абляции, под снежным покровом не тает. В начале следующего сезона абляции слой нового НЛ начинает нарастать на слой НЛ предыдущего года. Таким образом, толщина слоя НЛ суммируется. При средней толщине ежегодно накапливающегося слоя НЛ около 15 см на ледниковом куполе сначала была отмечена максимальная толщина НЛ около 75 см, накопившаяся примерно за 5 лет. Максимальная толщина НЛ была зафиксирована в марте 2019 г. на восточном склоне купола у рейки R12, где она достигала 145 см. На отдельных участках на краю ледникового купола была обнаружена толщина НЛ до 1.5 м, что означает примерно 10 лет его непрерывного накопления. В ледниковых трещинах близ рейки R7 под снегом и фирном была отмечена толщина НЛ до 3 м.

Данные по средней толщине слоя НЛ на ледниковом куполе Беллинсгаузен в разные годы приведены в табл. 1. Из них следует, что только в 2007–2009, 2017–2018 и 2020 гг. средний слой НЛ показывал приблизительный годовой прирост до 16 см. В остальные годы средняя толщина НЛ была выше из-за его накопления в течение нескольких лет.

Для сравнения в табл. 2 приведены данные по НЛ по разным регионам. Из табл. 2 видно, что в целом в разных районах преобладающая толщина НЛ, накопившегося за сезон, попадает в интервал 10–20 см и только высоко в горах на леднике Актру в условиях континетального климата на границе фирново-ледяной и холодной фирновой зон она увеличивается до 27–35 см. На ледниках массива Сунтар-Хаята в условиях холодного климата близкие толщины сезонного НЛ были отмечены в зоне абляции. Бóльшие значения толщины НЛ, полученные для ледника Конгсвеген (Шпицберген), были, вероятно, связаны с подпруживанием талых вод в снежном покрове на отдельных участках ледника.

Была измерена плотность НЛ на склонах ледникового купола. Плотность НЛ в кернах длиной 10–40 см составляла 0.66–0.91 г/см^3. Такой большой разброс плотности НЛ, видимо, связан со структурой и плотностью промачивающегося снега, наличием или отсутствием ледяных прослоев и их толщиной, а также с количеством воздушных пузырьков во льду. Осреднение данных по 97 образцам показало плотность НЛ, равную 0.82 г/см^3. Полученная средняя плотность НЛ на ледниковом куполе Беллинсгаузен неплохо согласуется с данными по другим ледникам (см. табл. 2): 0.8 г/см^3 на леднике Консвеген на Шпицбергене [*Brandt et al., 2008*], 0.87 г/см^3 на леднике Ксиао Донгкемади на Тибетском плато [*Fujita et al., 1996*], 0.89 г/см^3 на леднике Мак-Колл на Аляске [*Wakahama et al., 1976*], 0.85–0.91 г/см^3 [*Бажев, 1980*] и 0.86–0.98 г/см^3 [*Шумский, 1955*] на различных ледниках.

На поверхности тающего НЛ возникает слой коры таяния, которая хоть и имеет структуру фирнизированного снега, резко отличается от него. Снег на поверхности купола частично запылен, поскольку пыль концентрируется на поверхности при таянии и оседании снега. А площадные пленочные потоки талой воды, стекающей из полосы снежных болот, смывают всю пыль с поверхности слоя обнажившегося НЛ, оставляя его поверхность абсолютно чистой. Поэтому поверхность тающего НЛ (кора таяния) имеет сравнимое или даже большее альбедо, чем тающий снег, и намного большее, чем полоса снежных болот и только что обнаженный от снега НЛ. Измерениями получены следующие величины альбедо: тающий наложенный лед 0.8–0.9 (среднее из 13 измерений

Таблица 2. **Данные по наложенному льду в разных регионах**

Регион	Ледник	Толщина НЛ, см/год	Доля НЛ в балансе массы, %	Плотность НЛ, г/см^3	Зона ледообразования	Источник
Шпицберген	Консвеген	(16 ± 6)–43	15–33 (B_w)	0.80	ф-л	[*Brandt et al., 2008*]
	Консвеген	15–(60 ± 10)	35–100		ф-л	[*Obleitner, Lehning, 2004*]
	Средний Ловен	11–18	10–30 (B_w)		ф-л	[*Wadham, Nuttal, 2002*]
	Средний Ловен	15	16–25–37		ф-л	[*Wright et al., 2005*]
	Сторёй	27	100		ф-л	[*Jonsson, Hansson, 1990*]
	Аустфонна		5–100 (B_w)		ф-л	[*Dunse, 2011*]
	Альдегонда	15–20			а	[*Соловьянова, Мавлюдов, 2006*]
	Восточный Гренфьорд	12			а	[*Чернов и др., 2015*]
Северная Земля	Мушкетова	17			ф-л	[*Большиянов и др., 2016*]
Аляска	Мак-Колл	20–30–40	50	0.89	ф-л	[*Wakahama et al., 1976*]
	Мак-Колл		>40 (B_w)		ф-л	[*Rabus, Echelmeyer, 1998*]
Канада, Баффинова Земля	Беймс	16.5			ф-л	[*Baird, 1952*]
Алтай	Актру	20–35			ф-л – х-ф	[*Нарожный, 2001*]
Сунтар-Хаята	№ 30–34	17.5 (5–30)			а	[*Мавлюдов, Ананичева, 2016*]
Тибетское плато	Ксиао Донгкемади		26–60	0.87	ф-л	[*Fujita et al., 1996*]
Разные регионы			80–100	0.85–0.91	ф-л – х-ф	[*Бажев, 1980*]
О. Кинг-Джордж	Экологический	10–15			ф-л	[*Gonera, Rachlewicz, 1997*]
О. Кинг-Джордж	Экологический	7	20		ф-л	[*Rachlewicz, 1999*]
Разные регионы				0.86–0.89	ф-л – х-ф	[*Шумский, 1955*]

Примечание. B_w – зимний баланс. Зоны ледообразования: х-ф – холодная фирновая, ф-л – фирново-ледяная, а – абляции.

0.85), тающий снег 0.79–0.89 (среднее из 8 измерений 0.85), полоса снежных болот 0.704–0.723 (среднее из 4 измерений 0.716), обнажившийся не начавший таять НЛ 0.62–0.64 (среднее из 3 измерений 0.63). Полученные значения альбедо близки с данными для других ледников [*Cuffey, Paterson, 2010*].

Поверхность тающего НЛ в пределах коры таяния – рыхлая фирноподобная, она состояла из обособленных фирнизированных зерен снега диаметром 1–2 мм и более. Плотность тающего НЛ (вернее, коры таяния по НЛ) изменялась от 0.6 до 0.9 г/см^3 (среднее из 46 измерений 0.767 г/см^3), т. е. несколько больше, чем плотность фирна, и несколько меньше, чем плотность не начавшего таять НЛ. Большая разница значений плотности коры таяния по НЛ зависела от наличия и величины существовавших в снегу и фирне ледяных прослоев до формирования НЛ.

Особенности таяния наложенного льда

Таяние НЛ начинается под тонким слоем снега под действием солнечной радиации. В это время в толще НЛ формируются небольшие внутренние каналы, которые образуют не очень густую сетку древовидных пустот неглубокого заложения. Плотность таких каналов может достигать 5 м на 1 м^2 и более. Как возникают такие каналы в толще НЛ не совсем понятно. Возможно, они формируются по воздушным пузырькам, которых много в его толще. Под толстым слоем снега в слое НЛ каналов еще не наблюдается, таяние внутри льда начинается под действием солнечной радиации, когда толщина снега становится менее 0.5–0.6 м. Вытаивание возникших в толще НЛ внутренних каналов создает неровности на его поверхности в виде неглубоких сухих русел (см. рис. 2, *е*).

При первом вскрытии из-под снега водопроницаемость слоя НЛ невелика, и потому скважина, пробуренная в нем, остается полностью заполненной водой. Но как только поле обнажившегося НЛ расширяется и в его средней части формируется кора таяния, на верхней границе поля распространения НЛ в скважинах не остается воды, так как она дренируется сквозь кору таяния НЛ. Напротив, в скважинах на нижней границе поля распространения НЛ (ниже поля ледникового льда) вода стоит до верха скважины, так как под снегом в толще НЛ еще нет дренажных каналов.

Слой НЛ под сохранившимся после лета снежным покровом и в примыкающей к нему полосе обнажившегося НЛ увеличивает толщу ледникового льда. В 2007/08 и 2008/09 гг. на куполе Беллинсгаузен НЛ стаял почти полностью, в

2009/10 г. он сохранился пятнами в южной и северо-западной частях купола до высот около 170 м (выше он был распространен повсеместно), а в 2010/11 и 2011/12 гг. – в среднем выше 180 м. В 2012/13–2014/15 гг. слой НЛ на куполе под сохранившимся снегом не таял. Активное таяние НЛ продолжалось в 2016/17 и 2017/18 гг. из-за высоких летних температур воздуха, а в 2018/19 г. таяние сократилось из-за частых летних снегопадов. Летом 2019/20 и 2020/21 гг. таяние НЛ было активным (см. табл. 1). Как видим, за исключением холодных сезонов 2009/10 г., 2012/13–2015/16 гг. и 2018/19 г., когда к концу сезона абляции снег сохранился почти на всей поверхности купола, таяние НЛ было около 9 см водного эквивалента (в.э.) и более. Лишь летом 2011/12, 2016/17, 2017/18, 2019/20 и 2020/21 гг. стаивала толща НЛ, накопившаяся за предыдущие годы. Сравнение среднего таяния НЛ на куполе со средней летней температурой на метеостанции Беллинсгаузен (рис. 3) показало их неплохую связь (коэффициент достоверности $R^2 = 0.66$).

Сроки формирования наложенного льда на разных высотах ледникового купола

Эти сроки чаще всего не превышают одного месяца. В годы с положительным балансом массы рост НЛ в нижней части купола начинался в декабре и прекращался в январе, а иногда с переменным успехом мог продолжаться в течение всего лета, как это было на куполе в 2014/15 г. В годы с отрицательным балансом массы рост НЛ в основании купола начинался в ноябре и заканчивался в декабре. В отдельные годы отмечался некоторый сдвиг периода роста НЛ с ростом высоты купола. На вершине купола при активном таянии снега рост НЛ мог начинаться одновременно с его ростом в основании купола (2014/15 и 2016/17 гг.) или начинался на 1.5–2.5 недели позже. Завершение образования НЛ на вершине купола иногда могло запаздывать на 0.5–1.5 месяца по сравнению с нижней частью купола. Время формирования НЛ сильно сокращают положительные температуры воздуха, обилие и частота выпадения жидких осадков, а также периоды с густыми туманами. Продолжительность формирования НЛ увеличивают холодная погода, выпадение твердых осадков и метели, которые перемежаются летом с периодами теплой погоды.

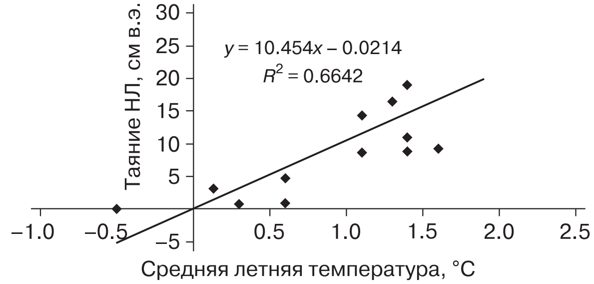

Рис. 3. Связь осредненного по рейкам таяния наложенного льда на ледниковом куполе и средней летней температуры воздуха на метеостанции Беллинсгаузен в 2007–2021 гг.

Распространение наложенного льда

Наибольшее распространение НЛ на куполе отмечается при быстром обнажении его поверхности от снега. В дальнейшем площадь распространения НЛ сокращается (рис. 4).

Площадь распространения НЛ увеличивалась в годы потепления после серии лет с положительным балансом (2016/17, 2017/18 и 2019/20 гг.). При этом полоса одновременно вскрывшегося НЛ имела большую ширину (более 300 м) из-за таяния НЛ большой толщины, накопившегося за несколько лет. Наибольшая зафиксированная ширина полосы НЛ (900 м, более половины склона ледникового купола) была отмечена 21.03.2012 г. на юго-восточном склоне ледникового купола и 31.12.2019 г. на южном склоне купола.

Обсуждение результатов

Исследования автора, как и предыдущие [*Wadham, Nuttal, 2002*], показали, что формирование НЛ может происходить в один этап (в весеннее время) или в два этапа (осенью в период прекращения таяния на куполе и весной). При этом в весенний этап формируется наибольшая часть толщи НЛ. И если весеннее формирование НЛ происходит повсеместно, то осеннее образование

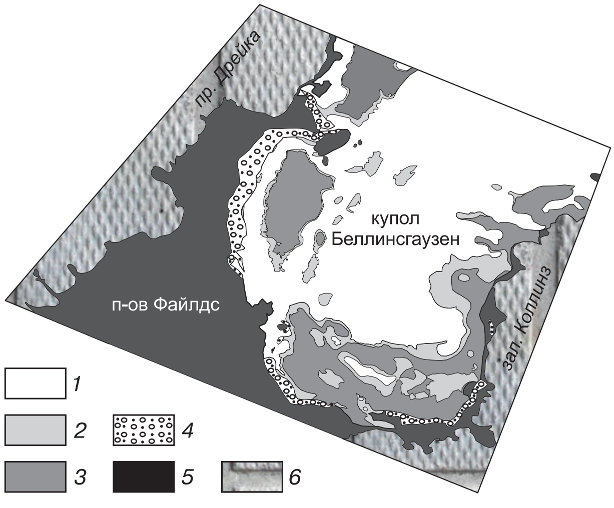

Рис. 4. Распространение разных типов снежно-ледяных образований на ледниковом куполе Беллинсгаузен.

1 – снег; *2* – наложенный лед; *3* – ледниковый лед; *4* – морена; *5* – поверхность вне ледникового купола; *6* – море. Составлено по радарному снимку спутника TerraSAR-X от 12.03.2011 г. (конец периода абляции).

совершается в пределах полей нерастаявшего снега, поскольку оно связано с замерзанием талых вод в период осенних (изредка и летних) похолоданий. Ниже снежных пятен замерзание стекающей из них воды приводит к формированию сверху ледникового льда слоя конжеляционного льда [*Корейша, 1991*]. Толщина осеннего НЛ зависит от обводненности снега выше по склону и от характера похолодания в конце сезона абляции. Наиболее благоприятной для формирования НЛ осенью является дождливая погода перед резким похолоданием. Тогда к стоку талых вод присоединяются просачивающиеся в снег дождевые воды.

В зоне абляции НЛ может быть сезонным, но он может легко стать и перелетовывающим или многолетним, если снежный покров на каком-то участке или на всей поверхности ледникового купола не растает за летний сезон. При отрицательном балансе массы на ледниковом куполе НЛ обнажается на поверхности в виде полосы разной ширины на границе ледникового льда и снега (см. рис. 2, *б*, *в*). При равномерном таянии снежного покрова одинаковой мощности обширные поверхности ледникового купола могут одновременно оказаться покрытыми НЛ. Обычно это длится непродолжительное время (в зависимости от погоды от недели и более). После длительного периода с положительным балансом массы при большой толщине накопившегося НЛ (75 см и более) его таяние на поверхности ледника могло происходить достаточно долго. Летом 2016/17 г. в нижней части ледникового купола таяние НЛ продолжалось более 46 дней, а в привершинной части купола таяние затронуло только самую верхнюю часть толщи НЛ, а основная его часть осталась в неизмененном виде. В марте 2019 г. НЛ у рейки R11 имел толщину более 125 см.

Поскольку НЛ характеризует аккумуляцию и по его нижней границе определяется высота границы питания купола, таяние толщи многолетнего НЛ на склонах ледникового купола затрудняет точное определение высоты границы питания в конкретный год. Связано это с тем, что разделение между слоями внутри многолетней монолитной толщи НЛ фактически отсутствует. Определить высоту границы питания удается только в фиксированных точках – у абляционных реек или между ними. Накопление НЛ в течение нескольких лет может стать причиной невозможности или ошибочности определения высоты границы питания на куполе Беллинсгаузен при полном таянии снежного покрова и обнажении НЛ. Этой ошибки не избежать при любых видах наземных и дистанционных исследований, если они не подкреплены наземными реечными наблюдениями. Реечные наблюдения просто необходимы на ледниках и ледниковых шапках этого региона, поскольку даже исследования НЛ в шурфах не позволяют с точностью определить, к какому году относится конкретная часть слоя НЛ.

На ледниковом куполе происходит два типа питания: за счет преобразования нерастаявшего снега в фирн в фирново-ледяной зоне и за счет накопления НЛ в нижней части снежного покрова в инфильтационно-конжеляционной зоне. Если во втором случае происходит прямое превращение снега в ледниковый лед при повторном замерзании талой воды, то в первом случае формирование ледникового льда происходит в несколько этапов. На первом этапе нерастаявший за лето снег превращается в фирн, который содержит многочисленные ледяные стяжения, линзы и прослои, а также слой НЛ в основании толщи. В дальнейшем за счет внутреннего питания количество льда в фирновой толще увеличивается, а также продолжается рост слоя НЛ в нижней части фирновой толщи. В ряде случаев было отмечено (у абляционных реек R6, R14, 9N, IN), что возникающий слой НЛ внутри толщи изолирует нижележащий фирн от попадания талой воды. В результате внутри ледяной толщи сохраняются слои и линзы фирна. Возможно, будущие радарные исследования снежно-фирновой толщи в вершинной части ледникового купола смогут показать, насколько это явление широко распространено и какова толщина подвешенного слоя (или слоев) НЛ. В частности, исследования керна льда на вершине купола в 1992 г. показали, что фирновые прослои сохранялись до глубины 7 м от поверхности [*Wen et al., 1998*].

Вне зависимости от общего характера направленности баланса массы льда на куполе в последние годы всегда имелись участки, где НЛ полностью стаивал и где НЛ продолжает накапливаться. В годы с положительным балансом массы накопление НЛ происходило на большей части купола, а в годы с отрицательным балансом – только там, где сохранялась снежно-фирновая толща. При потеплениях климата роль слоя НЛ как консерватора влаги уменьшается, при похолоданиях – увеличивается. В настоящее время накопление НЛ является единственным процессом ледообразования на ледниковом куполе, поскольку толщины накапливающегося снега и фирна даже в вершинной части купола Беллинсгаузен явно недостаточно для превращения их в лед под собственным весом.

Процесс ледообразования на куполе при росте толщи НЛ характерен не только для настоящего времени. На некоторых участках ледника (например, у реек R5 и FN) после стаивания снежного покрова и НЛ обнажался ледниковый лед с кристаллами размером 2–3 мм, который под действием солнечной радиации в коре таяния быстро превращается в снегоподобную массу. Этот ледниковый лед в прошлом возник из НЛ. Отличием его от современного НЛ является пронизанность трещинами, заполненными крупнокристаллическим льдом (который сформировался при замерзании воды в трещинах) и криоконитовыми стаканами разных размеров, возникшими при протаивании частиц вулканического пепла. Подобных структур не бывает на поверхности свежего НЛ.

Если принять среднюю толщину НЛ, которая накапливается на куполе Беллинсгаузен за год, равной 15 см (или 12.2 см в.э.) и считать, что НЛ формируется под снегом и фирном любой толщины, то можно оценить долю наложенного льда в водности снега, задав его разную толщину (рис. 5).

Доля слоя НЛ в зимнем балансе массы на ледниковом куполе сильно зависит от толщины снега, уменьшаясь по экспоненте при ее росте. Однако кривая на рис. 5 является чисто теоретической, поскольку при малой толщине снега такой слой НЛ вряд ли может сформироваться из-за прогревания толщи проникающей солнечной радиацией. Это означает, что при малой толщине снега слой НЛ будет иметь меньшую толщину, но тенденция изменения доли НЛ в зимнем балансе массы сохранится. При средней толщине ежегодного накопления снега в 1.0–1.5 м долю слоя НЛ в зимнем балансе можно приблизительно оценить в 20–30 %, что подтверждается измерениями по рейкам (см. табл. 1).

Если взять средние по рейкам значения таяния снега и льда на куполе и растаявшего НЛ (см. табл. 1), то можно оценить долю таяния НЛ в летнем балансе массы на куполе. Эта доля таяния не превышает 20 %, она возрастает в годы с отрицательным балансом массы и уменьшается в годы с положительным балансом.

Можно наблюдать два механизма формирования и изменения НЛ на куполе Беллинсгаузен: 1) накопление слоя НЛ в основании снега и фирна и его полное таяние после исчезновения снежно-фирновой толщи во время сезона абляции; 2) накопление слоя НЛ в основании снега и фирна, сохранение его под слоем нерастаявшего снега и фирна и продолжающееся накопление нового слоя НЛ на слой предыдущего года (рис. 6). Первый механизм преобладает на периферии ледникового купола, а второй – в его вершинной части (см. рис. 4).

При площади купола 8.9 км^2 и толщине слоя наложенного льда 15 см (12.2 см в.э.) объем общего накопления НЛ на начало лета на куполе можно оценить как $1.34 \cdot 10^6$ м^3, или $1.09 \cdot 10^6$ т. Это примерно составляет ежегодный прирост количества ледникового льда (не считая снега и фирна) в водном эквиваленте в годы с положительным балансом массы льда. За лето количество накопленного НЛ конкретного года уменьшается. Чем выше будет летняя температура воздуха, тем меньше НЛ сохранится к концу сезона абляции, и наоборот. В периоды с отрицательным балансом в последние годы на куполе ежегодно сохранялось около 400 000 т НЛ.

На ледниковом куполе Беллинсгаузен можно выделить три зоны: зона сезонного накопления

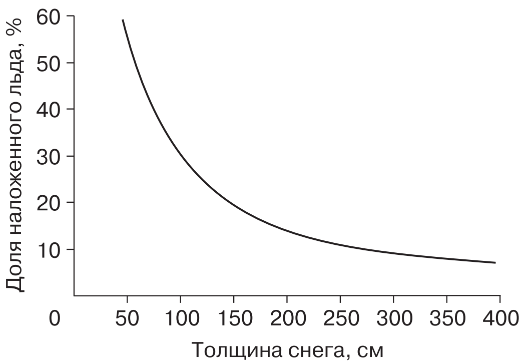

Рис. 5. Зависимость доли водности наложенного льда от толщины снежного покрова.

Годовая водность 12.2 см в.э.; плотность снега 0.5 г/см^3.

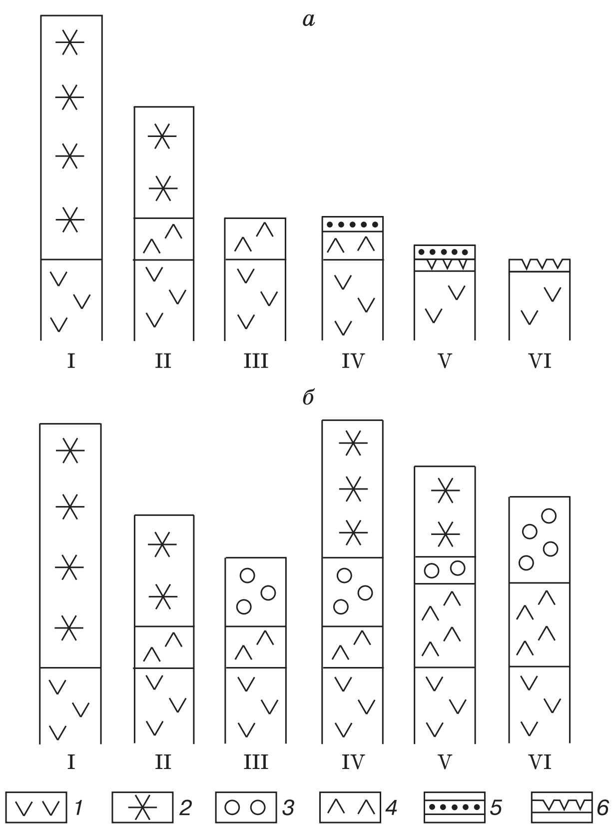

Рис. 6. Механизмы формирования и изменения наложенного льда на куполе Беллинсгаузен.

а – при полном стаивании; *б* – при многолетнем накоплении; *1* – ледниковый лед; *2* – снег; *3* – фирн; *4* – наложенный лед; *5* – слой коры таяния по наложенному льду; *6* – слой коры таяния по ледниковому льду. I–VI – последовательность изменений.

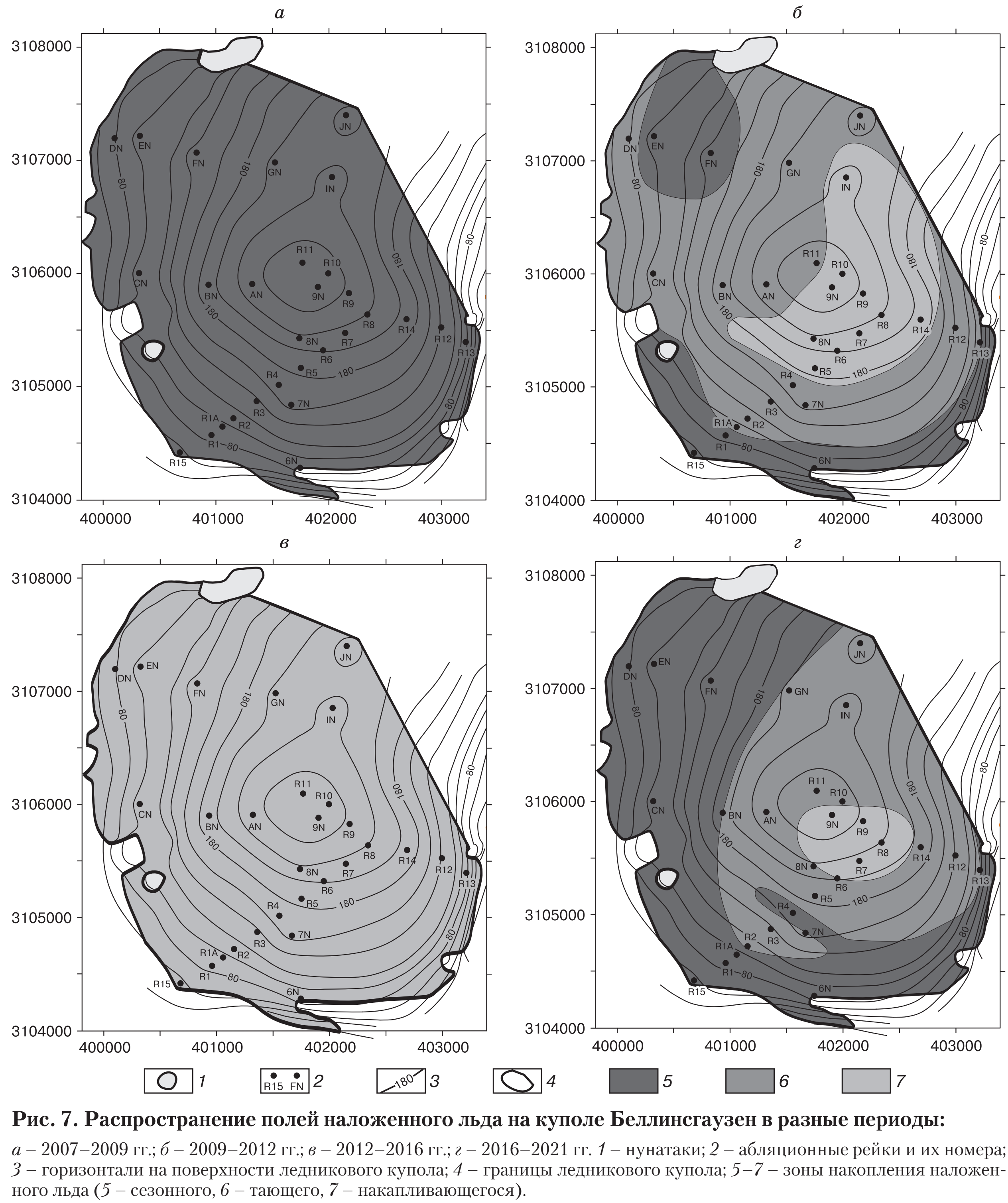

Рис. 7. Распространение полей наложенного льда на куполе Беллинсгаузен в разные периоды:

а – 2007–2009 гг.; *б* – 2009–2012 гг.; *в* – 2012–2016 гг.; *г* – 2016–2021 гг. *1* – нунатаки; *2* – абляционные рейки и их номера; *3* – горизонтали на поверхности ледникового купола; *4* – границы ледникового купола; *5–7* – зоны накопления наложенного льда (*5* – сезонного, *6* – тающего, *7* – накапливающегося).

НЛ (средняя толщина независимо от периода составляла около 15 см); зона тающего НЛ; зона накапливающегося НЛ (рис. 7).

В начальный период наблюдений на ледниковом куполе происходило накопление только сезонного НЛ (см. рис. 7, *а*). После 2009 г. на куполе появилась область к юго-востоку от его вершины с непрерывным накоплением НЛ до 45 см, которую обрамляла переходная область тающего НЛ с толщиной 0–45 см (см. рис. 7, *б*). В 2012–2016 гг.

на всей территории ледникового купола шел непрерывный рост толщины НЛ на периферии до 60 см и у вершины купола до 100 см (см. рис. 7, *в*). В 2016–2021 гг. происходило полное таяние НЛ на периферии ледникового купола, толщина НЛ в зоне таяния составляла 0–150 см, в то время как в районе абляционной рейки R7 в трещине летом 2020/21 г. была отмечена толщина НЛ около 300 см (см. рис. 7, *г*). Таким образом, характер распределения и толщина НЛ на ледниковом куполе изменялись во времени и в пространстве. Как в последующем будет происходить накопление НЛ и каково будет его распределение по территории ледникового купола, будет зависеть от дальнейших изменений климата.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В балансе массы на куполе НЛ играет ту же роль, что и нерастаявший снег – около 20–30 % зимнего баланса и до 20 % летнего баланса.

Значение наложенного льда заключается в следующем:

1. НЛ выравнивает поверхность ледников, что благоприятно для формирования водоснежных потоков, ускоряющих сход снега с поверхности ледников. Из-за выравнивания поверхности ледника НЛ, водные потоки имеют возможность изменять положение своих русел в пространстве. Иногда можно видеть на обнажившемся ледниковом льду меандрирующий след русла прежнего отмершего водного потока, еще долгое время заполненного НЛ.

2. НЛ способствует преобразованию внешнего слоя ледникового льда, расположенного прямо под ним. Лед ледникового купола Беллинсгаузен существенно запылен пеплом вулкана Десершен. В результате частичного таяния и уменьшения толщины НЛ подстилающий ледниковый лед начинает прогреваться проникающей солнечной радиацией (в первую очередь это относится к темным частицам вулканического пепла). Поэтому ледниковый лед под слоем НЛ оказывается пронизанным часто расположенными вертикальными микроканальцами, на дне которых лежит частица пепла. Это кора таяния в ледниковом льду, возникшая под поверхностью НЛ. Ледниковый лед в этой коре таяния становится чрезвычайно ажурным и легким (плотность около 0.3 г/см^3 и менее) из-за большого количества пустот. Подобную картину автор наблюдал и на Шпицбергене [*Мавлюдов, 2008*]. Быстрое таяние такого ажурного льда после исчезновения НЛ способствует выравниванию поверхности ледникового льда.

3. НЛ ускоряет преобразование снега и фирна в лед, не требуя их большой толщины.

4. НЛ как бы приостанавливает таяние снега на период своего формирования. Несмотря на понижение поверхности снега, его водность какое-то время мало меняется при росте слоя НЛ. При обнажении НЛ на его таяние тратится больше энергии, чем на таяние снега, о чем сообщалось ранее [*Корейша, 1991*].

5. В отличие от других территорий полоса обнажившегося НЛ на куполе Беллинсгаузен даже в конце сезона абляции имеет значительную ширину (десятки и сотни метров), что связано как с одновременным таянием снега и фирна на больших территориях, так и с многолетним накоплением НЛ.

6. Вне зависимости от плотности НЛ на куполе Беллинсгаузен кора таяния на его поверхности представляет собой фирнообразную рыхлую массу округлых обособленных зерен льда диаметром 1–3 мм, что может свидетельствовать о преобладающем инфильтрационном происхождении НЛ. При этом конжеляционная составляющая ледообразования находится в подчиненном положении.

Формирование НЛ на ледниках играет и в будущем будет играть важную роль в замедлении ответа баланса массы ледника на изменение климата [*Wang et al., 2015*]. Поскольку с потеплением климата, которое наблюдается во многих регионах в последнее время, количество формирующегося и сохраняющегося НЛ должно уменьшаться, вряд ли НЛ сможет в будущем влиять на баланс массы ледников сильнее, чем это происходит в настоящее время. Скорее можно ожидать, что с потеплением климата роль НЛ в балансе массы ледников будет уменьшаться, она сможет увеличиваться только в условиях некоторого похолодания климата, когда температуры льда под снегом понизятся, а летнее таяние снега сильно не изменится. Это возможно при понижении зимних температур воздуха при сохранении летних температур. В то же время, поскольку НЛ – это трансформированная часть снежного покрова, изменение его доли в снежном покрове при изменениях климата должно отражаться на значении баланса массы ледника. Дополнительная возможность замедления таяния в местах накопления НЛ может быть связана с тем, что НЛ формируется не только из местной талой воды, но и из талой воды, которая была подпружена в снегу или стекла по склону с больших высот. Это перераспределение талой воды на склонах, которое приводит к некоторому увеличению толщины НЛ, может несколько замедлить таяние снега. Это связано с местными особенностями рельефа ледников и мало зависит от изменений климата.

Считается, что формирование НЛ уменьшает сток с ледников по сравнению с условиями без повторного замерзания [*Wang et al., 2015*]. Действительно, в полярных районах и высокогорных областях толщина НЛ увеличивается, а в средних широтах уменьшается. Это означает, что количество связанной воды уменьшается с удалением от полярных и высокогорных районов. При этом на теплых ледниках значительного количества НЛ не формируется, и его роль в консервации стока невелика.

Сохранившийся в конце лета на куполе ежегодно накапливающийся слой НЛ (любой толщины) говорит о положительном балансе массы льда, а полностью растаявший – об отрицательном балансе в каждой конкретной точке ледника.

Предыдущие исследователи не упоминают выход слоя НЛ на поверхность на ледниковом куполе Беллинсгаузен. Тем не менее нет никакого сомнения, что НЛ формировался и обнажался ранее. Поскольку высота границы питания на ледниковом куполе в 1968–1970 гг. располагалась на высоте 120–145 м над ур. моря [*Заморуев, 1972*], понятно, что вдоль нее проходила полоса НЛ, обнажившегося после таяния снега и фирна. Несомненно, что в верхней части купола, где была распространена теплая фирновая зона, НЛ вместе с внутренним питанием частично или полностью блокировал сток из верхней зоны.

Итак, в статье рассмотрены состояние, происхождение и динамика НЛ на ледниковом куполе Беллинсгаузен. Показано, что слой НЛ в нижней части снежного покрова распространен на куполе повсеместно, но на части поверхности купола он являлся сезонным и летом стаивал. Под сохранившимся снежным покровом на ледниковом куполе формировался слой НЛ, который доращивал слой НЛ предыдущего года. При среднем годовом накоплении НЛ около 15 см на ледниковом куполе были отмечены участки, где его толщина достигала 145–150 см, а местами и 300 см, что подтверждает его многолетнее накопление. Наличие участков с многолетним накоплением НЛ создает проблему с точным установлением высоты границы питания на конкретном участке ледникового купола. В этом случае определить реальную высоту границы питания невозможно ни дистанционными, ни наземными исследованиями. Единственный способ – регулярные наблюдения за абляционными рейками.

Благодарности. *Автор выражает благодарность дирекции Института географии РАН и Российской антарктической экспедиции за возможность проведения многолетнего мониторинга ледников на острове Кинг-Джордж (Ватерлоо) в Антарктике.*

Исследование выполнено в рамках темы государственного задания Института географии РАН АААА-А19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004) “Оледенение и сопутствующие природные процессы при изменениях климата”.

Литература

Бажев А.Б. Роль внутреннего инфильтрационного питания в балансе массы ледников и методы его определения // Материалы гляциол. исслед., 1973, вып. 21, с. 219–231.

Бажев А.Б. Методы определения внутреннего инфильтрационного питания ледников // Материалы гляциол. исслед., 1980, вып. 39, с. 73–81.

Большиянов Д.Ю., Соколов В.Т., Ёжиков И.С. и др. Условия питания и изменчивость ледников архипелага Северная Земля по результатам наблюдений 2014–2015 гг. // Лед и снег, 2016, т. 56, № 3, с. 358–368.

Гляциологический словарь / Ред. В.М. Котляков. Л., Гидрометеоиздат, 1984, 528 с.

Заморуев В.В. Результаты гляциологических наблюдений на станции Беллинсгаузен в 1968 году // Тр. Сов. Антаркт. экспедиции, 1972, т. 55, с. 135–144.

Корейша М.М. Оледенение Верхоянско-Колымской области. Результаты исследований по МГГ. М., Межвед. геофиз. комитет, 1991, 143 с.

Мавлюдов Б.Р. Кора таяния на леднике Альдегонда, Шпицберген // Арктика и Антарктика, 2008, № 6 (40), с. 33–54.

Мавлюдов Б.Р. Купол Беллинсгаузен, Антарктика // Вопросы географии. Сб. 142: География полярных регионов. М., Кодекс, 2016, с. 629–648.

Мавлюдов Б.Р., Ананичева М.Д. Динамика ледников Северного массива гор Сунтар-Хаята: современное состояние и динамика с конца 1950-х годов // Лед и снег, 2016, № 3, с. 345–357.

Нарожный Ю.К. Зоны льдообразования и особенности строения снежно-фирновых отложений на ледниках Актру // Вестн. Том. гос. ун-та, 2001, т. 274, с. 40–50.

Соловьянова И.Ю., Мавлюдов Б.Р. Изучение наложенного льда на ледниках Шпицбергена // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты, Кольский научный центр РАН, 2006, вып. 6, с. 279–290.

Ушнурцев С.Н., Дюргеров М.Б., Се Зичу. Роль наложенного льда в массообмене ледников Тянь-Шаня // Оледенение Тянь-Шаня. М., 1995, с. 114–120.

Чернов Р.А., Васильева Т.В., Кудиков А.В. Температурный режим поверхностного слоя ледника Восточный Гренфьорд (Западный Шпицберген) // Лед и снег, 2015, т. 55, № 3, с. 38–46.

Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955, 492 с.

Baird P.D. The glaciological studies of the Baffin Island Expedition, 1950. Part I: Method of nourishment of the Barnes Ice Cap // J. Glaciol., 1952, vol. 2, No. 11, p. 2–9, 17–19.

Brandt O., Kohler J., Lüthje M. Spatial mapping of multi-year superimposed ice on the glacier Kongsvegen, Svalbard // J. Glaciol., 2008, vol. 54, No. 184, p. 73–80.

Cogley J.G., Hock R., Rasmussen L.A. et al. Glossary of glacier mass balance and related terms // IHP-VII Technical Documents in Hydrology, No. 86; IACS Contribution No. 2. UNESCO Working Series SC-2011/WS/4. Paris, UNESCO-IHP, 2011, 115 p.

Cuffey K.M., Paterson W.S.B. The Physics of Glaciers. Fourth ed. Amsterdam etc., Academic Press, 2010, 704 p.

Dunse T. Glacier dynamics and subsurface classification of Austfonna, Svalbard: Inferences from observations and modelling: PhD Dissertation. Oslo, Norway, Univ. Oslo, 2011, 175 p.

Fujita K., Seko K., Ageta Y. et al. Superimposed ice in glacier mass balance on the Tibetan Plateau // J. Glaciol., 1996, vol. 42, No. 142, p. 454–460.

Gardiner M., Ellis-Evans J.C., Anderson M.G., Tranter M. Snowmelt modelling on Signy Island, South Orkney Islands // Ann. Glaciol., 1998, vol. 26, p. 161–166.

Gonera P., Rachlewicz G. Snow cover in the vicinity of Arctowski Station, King George Island, in winter 1991 // Polish Polar Res., 1997, vol. 18, No. 1, p. 3–14.

Jiankang H., Zichu X., Fengnian D., Wanchang Z. Volcanic eruptions recorded in an ice core from Collins Ice Cap, King George Island, Antarctica // Ann. Glaciol., 1999, vol. 29, p. 121–125.

Jonsson S., Hansson M. Identification of annual iayers in superimposed ice from Storöyjokelen in northeastern Svalbard // Geografiska Annaler, 1990, vol. 72A, p. 41–54.

Obleitner F., Lehning M. Measurement and simulation of snow and superimposed ice at the Kongsvegen glacier, Svalbard (Spitzbergen) // J. Geophys. Res., 2004, vol. 109, p. D04106.

Rabus B.T., Echelmeyer K.A. The mass balance of McCall Glacier, Brooks Range, Alaska, USA; its regional relevance and implications for climate change in the Arctic // J. Glaciol., 1998, vol. 44, No. 147, p. 333–351.

Rachlewicz G. Glacial relief and deposits of the western coast of Admiralty Bay, King George Island, South Shetland Islands // Polish Polar Res., 1999, vol. 20, No. 2, p. 89–130.

Wadham J.L., Nuttal A.-M. Multiphase formation of superimposed ice during a mass-balance year at maritime high-Arctic glacier // J. Glaciol., 2002, vol. 48, No. 163, p. 545–551.

Wakahama G., Kuroiwa D., Hascmi T., Benson C.S. Field observations and experimental and theoretical studies on the superimposed ice of McCall Glacier, Alaska // J. Glaciol., 1976, vol. 16, No. 74, p. 135–149.

Wang C., Cheng B., Wang K., Gerland S., Pavlova O. Modelling snow ice and superimposed ice on landfast sea ice in Kongsfjorden, Svalbard // Polar Res., 2015, vol. 34, p. 20828.

Wen J., Kang J., Xie Z. et al. Glaciological studies on the King George Island ice cap, South Shetland Islands, Antarctica // Ann. Glaciol., 1998, vol. 27, p. 105–109.

Wright A., Wadham J., Siegert M.J. et al. Modelling the impact of superimposed ice on the mass balance of an Arctic glacier under scenarios of future climate change // Ann. Glaciol., 2005, vol. 42, p. 277–283.

Wright A.P., Wadham J.L., Siegert M.J. et al. Modeling the refreezing of meltwater as superimposed ice on a high Arctic glacier: A comparison of approaches // J. Geophys. Res., 2007, vol. 112, p. F04016.

URL: www.aari.aq (дата обращения: 15.12.2021).

References

Bazhev A.B. The role of internal infiltration feeding in glacier mass balance and the methods of its measurements. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy [Data of Glaciological Studies], 1973, iss. 21, p. 219–231 (in Russian).

Bazhev A.B. Methods determining internal infiltration feeding of glaciers. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy [Data of Glaciological Studies], 1980, iss. 39, p. 73–81 (in Russian).

Bolshiyanov D.Y., Sokolov V.T., Yozhikov I.S. et al. Conditions of the alimentation and the variability of glaciers of the Severnaya Zemlya Archipelago from observations of 2014–2015. Led i Sneg [Ice and Snow], 2016, vol. 56 (3), p. 358–368 (in Russian).

Glatsiologicheskij slovar' [Glaciological glossary]. V.M. Kotlyakov (Ed.). Leningrad, Gidrometeoizdat, 1984, 528 p. (in Russian).

Zamoruev V.V. Results of glaciological observations on Bellingshausen station in 1968. Trudy Sovetskoj antarkticheskoj ekspeditsii [Proceedings of Soviet Antarctic expedition], 1972, vol. 55, p. 135–144 (in Russian).

Korejsha M.M. Oledinenie Verkhoyansko-Kolymskoi oblasti [Glaciation of Verkhoyansk-Kolymskyj region. Results of IGY investigations]. Moscow, Interagency Geophysical Committee, 1991, 143 p. (in Russian).

Mavlyudov B.R. Melting crust on Aldegonda Glacier, Spitsbergen. Arctica i Antarctica [Arctic and Antarctic], 2008, No. 6 (40), p. 33–54 (in Russian).

Mavlyudov B.R. Bellingshausen Dome, Antarctic. Problemy geografii. Vol. 142: Geografiya polyarnykh regionov [Problems of geography. Geography of Polar regions]. Moscow, Kodeks, 2016, p. 629–648 (in Russian).

Mavlyudov B.R., Ananicheva M.D. Glaciers dynamic of the Northern massif of Suntar-Khayata mountains: modern conditions and dynamics from the end of 1950th. Led i Sneg [Ice and Snow], 2016, No. 3, p. 345–357 (in Russian).

Narozhnyj Yu.K. Zones of ice formations and specific of structure of snow-firn deposits of glaciers of Aktru. Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta [Bulletin of Tomsk State University], 2001, vol. 274, p. 40–50 (in Russian).

Solovyanova I.Yu., Mavlyudov B.R. Studying of the superimposed ice on glaciers of Spitsbergen. In: Kompleksnye issledovaniya prirody Spitsbergena [Complex investigations of Spitsbergen nature]. Apatity, CSC RAS, 2006, iss. 6, p. 279–290 (in Russian).

Ushnurtsev S.N., Dyurgerov M.B., Xie Zichu. Role of superimposed ice in mass exchange of Tien-Shan glaciers. In: Oledenenie Tyan'-Shanya [Glaciation of Tien-Shan]. Moscow, 1995, p. 114–120 (in Russian).

Chernov R.A., Vasilyeva T.V., Kudikov A.V. Temperature regime of upper layer of the glacier Eastern Grönfjordbreen (West Spitsbergen). Led i Sneg [Ice and Snow], 2015, vol. 55 (3), p. 38–46 (in Russian).

Shumskij P.A. Osnovy strukturnigo ledovedeniya [The foundations of structural ice studies]. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 1955, 492 p. (in Russian).

Baird P.D. The glaciological studies of the Baffin Island Expedition, 1950. Part I: Method of nourishment of the Barnes Ice Cap. J. Glaciol., 1952, vol. 2, No. 11, p. 2–9, 17–19.

Brandt O., Kohler J., Lüthje M. Spatial mapping of multi-year superimposed ice on the glacier Kongsvegen, Svalbard. J. Glaciol., 2008, vol. 54, No. 184, p. 73–80.

Cogley J.G., Hock R., Rasmussen L.A. et al. Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms. IHP-VII Technical Documents in Hydrology, No. 86; IACS Contribution No. 2. UNESCO Working Series SC-2011/WS/4. Paris, UNESCO-IHP, 2011, 115 p.

Cuffey K.M., Paterson W.S.B. The Physics of Glaciers. Fourth ed. Amsterdam etc., Academic Press, 2010, 704 p.

Dunse T. Glacier dynamics and subsurface classification of Austfonna, Svalbard: Inferences from observations and modeling: PhD Dissertation. Oslo, Norway, University of Oslo, 2011, 175 p.

Fujita K., Seko K., Ageta Y. et al. Superimposed ice in glacier mass balance on the Tibetan Plateau. J. Glaciol., 1996, vol. 42, No. 142, p. 454–460.

Gardiner M., Ellis-Evans J.C., Anderson M.G., Tranter M. Snowmelt modelling on Signy Island, South Orkney Islands. Annals of Glaciology, 1998, vol. 26, p. 161–166.

Gonera P., Rachlewicz G. Snow cover in the vicinity of Arctowski Station, King George Island, in winter 1991. Polish Polar Research, 1997, vol. 18, No. 1, p. 3–14.

Jiankang H., Zichu X., Fengnian D., Wanchang Z. Volcanic eruptions recorded in an ice core from Collins Ice Cap, King George Island, Antarctica. Annals of Glaciology, 1999, vol. 29, p. 121–125.

Jonsson S., Hansson M. Identification of annual iayers in superimposed ice from Storöyjokelen in northeastern Svalbard. Geografiska Annaler, 1990, vol. 72A, p. 41–54.

Obleitner F., Lehning M. Measurement and simulation of snow and superimposed ice at the Kongsvegen glacier, Svalbard (Spitzbergen). J. Geophysical Research, 2004, vol. 109, p. D04106.

Rabus B.T., Echelmeyer K.A. The mass balance of McCall Glacier, Brooks Range, Alaska, USA; its regional relevance and implications for climate change in the Arctic. J. Glaciology, 1998, vol. 44, No. 147, p. 333–351.

Rachlewicz G. Glacial relief and deposits of the western coast of Admiralty Bay, King George Island, South Shetland Islands. Polish Polar Research, 1999, vol. 20, No. 2, p. 89–130.

Wadham J.L., Nuttal A.-M. Multiphase formation of superimposed ice during a mass-balance year at maritime high-Arctic glacier. J. Glaciology, 2002, vol. 48, No. 163, p. 545–551.

Wakahama G., Kuroiwa D., Hascmi T., Benson C.S. Field observations and experimental and theoretical studies on the superimposed ice of McCall Glacier, Alaska. J. Glaciology, 1976, vol. 16, No. 74, p. 135–149.

Wang C., Cheng B., Wang K., Gerland S., Pavlova O. Modelling snow ice and superimposed ice on landfast sea ice in Kongsfjorden, Svalbard. Polar Research, 2015, vol. 34, 20828. – http://dx.doi.org/10.3402/polar.v34.20828

Wen J., Kang J., Xie Z. et al. Glaciological studies on the King George Island ice cap, South Shetland Islands, Antarctica. Annals of Glaciology, 1998, vol. 27, p. 105–109.

Wright A., Wadham J., Siegert M. et al. Modelling the impact of superimposed ice on the mass balance of an Arctic glacier under scenarios of future climate change. Annals of Glaciology, 2005, vol. 42, p. 277–283.

Wright A.P., Wadham J.L., Siegert M.J. et al. Modeling the refreezing of meltwater as superimposed ice on a high Arctic glacier: A comparison of approaches. J. Geophys. Res., 2007, vol. 112, p. F04016.

URL: www.aari.aq (last visited: 15.12.2021).

Поступила в редакцию 22 ноября 2021 г.,
после доработки – 18 февраля 2022 г.,
принята к публикации 13 сентября 2022 г.