

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.328:551.324

doi:10.15356/2076-6734-2016-1-73-92

Многолетняя изменчивость родниковых наледей-тарынов

© 2016 г. В.Р. Алексеев

Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, Якутск;
Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск
Snow@irk.ru

Long-term variability of the spring taryn-aufeises

V.R. Alekseev

Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of RAS, Yakutsk, Russia;
Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia
Snow@irk.ru

*Article accepted for publication on May 15, 2015***Keywords:** *cryogenic processes, permafrost, seasonal glaciations, spring icings, springs taryn-aufeises.*

Summary

Long-term variability of large taryn-aufeises was studied for several decades in different regions of the USA (Alaska) and Russia (Chukotka, Kolyma, Southern Yakutia, Transbaikalia, and Eastern Sayan). Differences between volumes of individual ice massifs and the recorded maximal values change from 2–3 to 95–100%, and they do not depend on sizes of ice fields and their geographical locations. No statistically significant dependence of the aufeis volumes on the atmospheric precipitation amount and the air temperature was revealed in the most of the above areas. However, a general tendency for decreasing of the annual maxima of the ice reserves due to the climate warming was noticed. The long-term variations of the aufeises show existence of cycles of increase and decrease in their maximum sizes with their durations of 3, 7 and 11 years with the 25–30% amplitude of variations relative to the mean long-term values. In the Arctic areas, some of the giant aufeises do not melt completely during the summer and remain for a next winter. The volume of pereletoks (short-term permafrost) varies within the range of 5–25%, averaging 16% of the spring ice reserves. In the southern geocryological zone, a clearly pronounced dependence of activity of the aufeis processes on the snow thickness was found: when the snow depth increased from 70 to 100 cm, volumes of aufeises decreased by a factor of three, and the aufeises disappeared completely under the thickness larger 120 cm. It should be noted that the processes producing the aufeis-forming sources of subsurface water, and the factors of their layered-ice accumulation remain almost unexplored.

*Статья принята к печати 15 мая 2015 г.***Ключевые слова:** *вечная мерзлота, криогенные процессы, наледь-тарыны, родники, сезонное оледенение.*

Рассматривается многолетняя изменчивость родниковых наледей-тарынов в разных регионах северо-восточной Азии и Северной Америки. Отклонение объёма единичных ледяных массивов от их максимальных зафиксированных значений колеблется от 2–3 до 95–100% и не зависит от размера ледяных полей и их географического положения. Для большинства участков статистически значимая зависимость объёма наледей от количества атмосферных осадков и температуры воздуха отсутствует, однако прослеживается общая тенденция сокращения максимальных в году запасов льда при потеплении климата. В многолетнем режиме выделяются циклы подъёма и спада максимальных размеров наледей продолжительностью 3, 7 и 11 лет. Уменьшение объёма родниковых наледей согласуется с другими фактами современной дегляциации криосферы.

Введение

Родниковые наледь-тарыны — одно из характерных явлений области распространения вечной мерзлоты (криолитозоны). Под этим названием понимаются крупные ледяные массивы, формирующиеся в долинах рек в результате со-

средоточенного выхода на дневную поверхность подземных вод. Обычно наледь-тарыны резко выделяются на фоне окружающей местности благодаря своему необычному виду и большим размерам. В народе и в некоторых научных публикациях их называют также ключевыми. Наледи-тарыны занимают огромные площади (в горах

до 3–5% территории), служат мощным регулятором подземного и поверхностного стока, а также своеобразным индикатором термодинамического состояния мёрзлой зоны земной коры.

К основным условиям формирования и развития родниковых наледей относятся: 1) наличие гидродинамического напора в толще грунтов, локализованно выводящего подземные воды любого генетического типа на границу атмо- и литосферы; 2) отрицательная температура внешней среды, куда поступает родниковая вода; 3) определённая конфигурация (форма и размеры) аккумулирующей ёмкости (ложа), позволяющая подземным водам свободно растекаться по твёрдой поверхности и намерзать тонкими слоями в виде безруслых ледяных покровов, каскадов и лент. Если любое из этих условий отсутствует, наледообразующий процесс данного типа не возникает.

Размеры родниковых наледей, их формирование, распространение и динамика зависят от сложного комплекса природных факторов. Определить зависимость характеристик родниковых наледей от конкретных факторов аккумуляции льда — значит решить важную прогнозную задачу. Однако для этого необходимы широкомасштабные режимные наблюдения, охватывающие разные типы наледей, наледообразующих источников и условий их функционирования. Только на такой основе можно рассчитать параметры ледяных массивов и соответствующих динамических запасов подземных и поверхностных (талых наледных) вод.

Изучение режима крупных ледяных полей — очень трудоёмкий процесс. Возможно, именно поэтому он не входит в программы регулярных наблюдений государственной сети станций и постов Гидрометеорологической службы России. Не проводятся систематические съёмки, измерения наледей и за рубежом. Известно лишь несколько полигонов, на которых выполнены многолетние исследования наледных процессов. Большинство из них организовано по инициативе отдельных учёных-энтузиастов из академических и высших учебных заведений. К сожалению, ряды этих наблюдений, за некоторым исключением, короткие. Тем не менее, полученные сведения позволяют установить характерные черты многолетней динамики наледей-тарынов на фоне современных тенденций

изменения климата. Обзор и анализ имеющихся материалов выполнен нами по крупным морфоструктурным и гидроклиматическим регионам.

Аляска

Наледи Аляски привлекли внимание исследователей во время Второй мировой войны в процессе строительства и первых лет эксплуатации автостреды от Даусон-Крик до Фербенкса протяжённостью 2736 км. Следующий всплеск интереса наблюдался в период прокладки транс-аляскинского нефтепровода Тихий океан — море Бофорта. В конце XX в. сведения о наледях публиковались в обстоятельных работах гидрогеологов, геологов и мерзлотоведов [36, 37, 40]. Выяснилось, что на полуострове гигантские ледяные поля встречаются так же широко, как и в других северных регионах криолитозоны. При этом их морфологические особенности и закономерности распространения не отличаются от наледей-тарынов северо-востока Азиатского континента. К аналогичным выводам пришли исследователи Канадского Севера и Гренландии [38, 41, 44].

В середине 1990-х годов сотрудники Аляскинского университета в Фербенксе выполнили специальные работы по определению роли родниковых наледей в арктической гидрологии. Для этого были использованы серийные космические снимки и аэрозалёты в северных предгорьях хр. Брукс. Получено большое число изображений наледей в зимний и летний периоды, на основе которых была составлена карта распространения наледей и источников подземных вод, рассчитаны наледное питание и сток. Одновременно организованы наземные наблюдения за динамикой опорной наледи в долине р. Купарук. Развитие наледи контролировалось данными метеостанции, расположенной в 30 км от места наблюдений около Далтона Хайвея. Итоги десятилетних режимных наблюдений (1996–2005 гг.) опубликованы в работе [45]. Для оценки многолетней изменчивости размеров ледяного массива мы представили полученные данные в процентах по отношению к максимальным значениям, зафиксированным в течение всего периода наблюдений (табл. 1). Это позволяет сравнить динамику процесса с развитием ледяных массивов в других районах криолитозоны.

Таблица 1. Многолетняя изменчивость объёма гигантской наледи* (Kuparuk Aufeis Field) в долине р. Купарук на северо-востоке Аляски в 1996–2005 гг. по данным [45]

Год	Сформировалось		Стаяло		Перелеток		Прирост		
	W_m , тыс. м ³	W_m , % от W_m (1996)	W_t , тыс. м ³	W_t , % от W_m (1996)	W_p , тыс. м ³	W_p , % от W_m	W_m , % от W_m (1996)	W_t , % от W_t (1996)	W_p , % от W_p (2000)
1996	31 207	100	27 136	87,0	4071	13,0	0	0	–22,0
1997	19 914	63,8	18 764	94,2	1150	5,8	–26,2	–30,9	–78,0
1998	28 669	91,9	26 543	92,6	2126	7,3	–8,1	–2,2	–59,3
1999	15 486	49,6	11 720	75,7	3766	24,3	–50,4	–56,8	–27,8
2000	29 889	95,8	24 670	82,5	5219	17,5	–4,2	–9,1	0
2001	20 464	65,6	15 904	77,7	4560	22,3	–34,4	–41,4	–12,7
2002	19 856	63,6	14 834	74,7	5022	25,3	–36,4	–45,3	–3,8
2003	24 932	79,9	21 806	87,5	3126	12,5	–20,1	–19,6	–40,1
2004	21 344	68,4	18 190	85,2	3154	14,8	–31,6	–33,0	–39,6
2005	22 081	70,8	17 579	79,6	4502	10,4	–29,2	–35,2	–13,8
Среднее	23 384	74,9	19 715	83,7	3669	16,3	–25,1	–30,4	–33,0

* Объём льда: W_m – на дату максимального развития весной; W_t – на дату максимального стаивания осенью; W_p – оставшегося нерастаявшим и вошедшего в объём наледи следующего года.

Максимальный объём наледи (31,2 млн м³) зафиксирован в 1996 г. В последующие годы аккумулярованные весной запасы наледного льда сокращались на 4,2–50,4%. В среднем за десятилетие наледь уменьшилась на 25,1%. При этом максимальный объём стаивания льда за летний период пришёлся на 1996 г., а наибольшее количество льда, оставшегося на следующую зиму и вошедшего в объём наледи нового цикла развития, – на 2000 г. Показательна динамика перелетывающих наледей. Объём их менялся по отношению к максимуму 1996 г. в пределах 5,8–25,3%, т.е. в отдельные годы в законсервированном виде оставалась (не стаивала) четвертая часть массива. До 2000 г. объём перелетков нарастал, но в следующее пятилетие уменьшился в среднем на 22%.

Важные выводы сделаны при анализе аэрофотоснимков наледных полей с остатками льда, начиная с 1950 г. (гигантские наледи Hulahula, Sadlerochit и Рек Kongakat). Показано, что размеры наледных полей за истёкшее время практически не изменились. Трансформировалась лишь конфигурация русловой сети. На относительную стабильность границ наледных полей указывает также сравнение аэрофотоснимков 2001 г. с рукописной картой распространения 100 наледей, составленной Леффингвелом в 1908 г.

Анализ данных позволил сделать следующие выводы: 1) во внутренних районах Аляски

в наледях концентрируется более 40% зимнего речного стока (около 30 000 л/с); 2) несмотря на большие колебания объёмов, контуры родниковых наледей в течение 1996–2005 гг. не выходили за границы хорошо выраженных наледных полей; 3) многие крупнодебитные наледообразующие источники существуют со времени последнего оледенения (возможно, и ранее); 4) процессы формирования и разрушения наледного льда менее чувствительны к изменениям климата, но чутко реагируют на колебание расходов и температуру родников; 5) потепление климата приведёт к сокращению запасов наледного льда, но не изменит общий объём речного стока к Северному Ледовитому океану.

Чукотка

Природные условия этого региона почти такие, как на Аляске. В 1986 г. сотрудники Певекского УГМС В.В. Горин и С.В. Котов составили Каталог наледей, насчитывающий 262 ледяных массива общей площадью 669,4 км². Суммарный объём наледного льда в период максимального развития – 1,61 км³, а средняя мощность по региону колеблется в пределах 1,0–3,5 м, повышаясь от побережья Северного Ледовитого океана к вершинам горных хребтов Чукотского нагорья [6]. Наблюдения за ди-

Таблица 2. Многолетняя изменчивость размеров гигантской Кооквынской наледи на севере Чукотки в 1981–1985 гг.

Годы	Средняя температура воздуха*, °С		Мощность льда h , м	Приrost, % от h_{\max} (1983)	Объём льда W , тыс. м ³	Приrost, % от W_{\max} (1983)
	X–V месяцы	годовая				
1982	–19,9	–10,2	3,4	–0,6	52 000	–3,7
1983	–25,1	–15,7	3,6	0,0	54 000	0,0
1984	–21,0	–11,4	3,0	–10,7	45 000	–16,7
1985	–24,9	–13,4	3,2	–10,1	48 000	–11,2
Среднее	–22,7	–12,7	3,3	–0,8	49 500	–10,5

*Данные гидропоста Паляваам.

намикой наледных процессов велись в течение 1981–1985 гг. в долине р. Кооквын, левого притока р. Паляваам. Бассейн р. Кооквын отличается исключительно высокой наледностью. Ежегодно здесь формируется около 132 млн м³ льда, что составляет 62% годового стока. Суммарная площадь наледей в бассейне – 52,8 км². Длина Кооквынского тарына – 6 км, ширина – 2,5 км, средняя площадь – 15 км². Максимальные размеры наледи зафиксированы в наиболее суровую зиму 1982/83 г. (табл. 2). В предыдущий год, самый тёплый за период наблюдений, объём льда весной был меньше максимального значения на 3,7%. В 1984 и 1985 г. интенсивность наледного процесса уменьшилась пропорционально понижению средней зимней и средней годовой температуры воздуха. Соответственно изменилась и толщина ледяного массива. Это свидетельствует о вполне определённой зависимости величины годовой аккумуляции льда, определяемой родниковым стоком, от теплового баланса местности.

Колыма

Верхояно-Колымская горная страна (условно Колыма) – один из самых суровых геокриологических регионов северо-восточной Азии. Мощность сплошной вечной мерзлоты на водораздельных массивах здесь достигает 500–600 м, а в днищах долин колеблется в пределах 150–200 м. Водоносные талики расположены преимущественно в депрессиях рельефа вдоль тектонических разломов, под руслами рек и крупными озёрами ледникового происхождения. Наледи подземных вод в среднем занимают 1,0–1,2% территории, при этом значительная их часть относится к категории гигантских. Типичный представитель родниковых наледей

Колымы – Анмангындинский тарын, расположенный в бассейне одноимённой реки, правом притоке р. Детрин. Длина этой наледи в период максимального развития достигает 7 км, средняя мощность – около 1,8 м, максимальная толщина льда – 8,0 м. Средняя многолетняя температура воздуха по данным ГМС Усть-Омчуг, расположенной в 20 км ниже по течению реки, составляет около –11 °С, среднее годовое количество осадков – 300 мм. Температура самого холодного месяца января не поднимается выше –36 °С, минимальная опускается до –60 °С.

Наблюдения за режимом наледи организованы Колымским УГКС в 1962 г. Для этого была создана специальная гидрографическая партия, существовавшая до 1977 г. В дальнейшем, до 1992 г., измерения проводились сотрудниками ГМС Усть-Омчуг, причём определялся только объём наледи в период её максимального развития. Программа работ предусматривала также гидрологические наблюдения в створе р. Анмангында – 159 км, расположенном в 500 м ниже наледной поляны и замыкающим водосборный бассейн площадью 376 км². Анмангындинская наледь формируется за счёт выклинивания горизонта подземных аллювиальных вод у верхней границы наледи при резком уменьшения уклона русла. Дебит наледобразующих источников постепенно уменьшается к весне с 1,2 м³/с в октябре до 0,2–0,3 м³/с в конце зимы [11, 22].

Многолетняя динамика размеров Анмангындинской наледи отражена в статьях [4, 34]. Установлены существенные изменения объёма льда при общей тенденции его снижения по годам (рис. 1, а). Наибольшая амплитуда колебаний (до 30% среднего многолетнего значения) наблюдалась до 1976 г., далее она не превышала 10–15%. Наибольший объём ледяного массива (11 680 тыс. м³) достигал в 1967 г., наимень-

ший (5330 тыс. м³) — в 1974 и 1992 гг. Таким образом, за 30-летний период наблюдений объём наледи сократился вдвое. Эта тенденция, видимо, сохранялась и в следующие годы в связи с повышением температуры воздуха и количества атмосферных осадков. По данным ГМС Усть-Омчуг с 1956 по 2006 г. средняя годовая температура воздуха возросла на 1,8 °C (с –11,4 до –9,7 °C), а годовое количество осадков — почти на 100 мм (с 270 до 365 мм).

Анализ изменения внутригодовых климатических характеристик показал, что наибольшее

повышение средней месячной температуры воздуха за период наблюдений происходило в октябре (с –12,3 до –8,5 °C) и ноябре (с –28,5 до –24,5 °C) (см. рис. 1, б), в остальные месяцы существенных изменений не было. В эту же часть зимнего периода проявился и значимый тренд в рядах месячных сумм атмосферных осадков, эквивалентных запасам воды в снежном покрове, и величины стока в осенне-зимний период ниже ледяного поля (см. рис. 1, в, г). Потепление в первую половину зимы и увеличение толщины снежного покрова обеспечили меньшую глубину протаивания аллювиальных отложений, что повысило объём транзитного стока подземных вод, ранее расходуемого на образование наледи (рис. 2, а). Период с 1961 по 1992 г., когда вели наблюдения за наледью, совпал с периодом наиболее интенсивного изменения режима средней месячной температуры и суммы осадков в октябре и ноябре. В среднем, за это время температура повысилась на 3,8 °C (с –20,8 до –17 °C), а количество осадков — на 40 мм (с 20 до 62 мм), что привело к направленному росту оттока воды за пределы наледного поля в ноябре с 0,2 до 0,7 м³/с. В итоге влияние атмосферных осадков сказалось на максимальном в году объёме наледного льда (см. рис. 2, б).

Установлена определённая зависимость интенсивности процесса наледообразования от поверхностного стока и суммарного дебита наледообразующих источников подземных вод. Максимальный прирост объёма намороженного льда (2,0–2,5 млн м³/месяц) наблюдается в конце декабря — январе, после прекращения

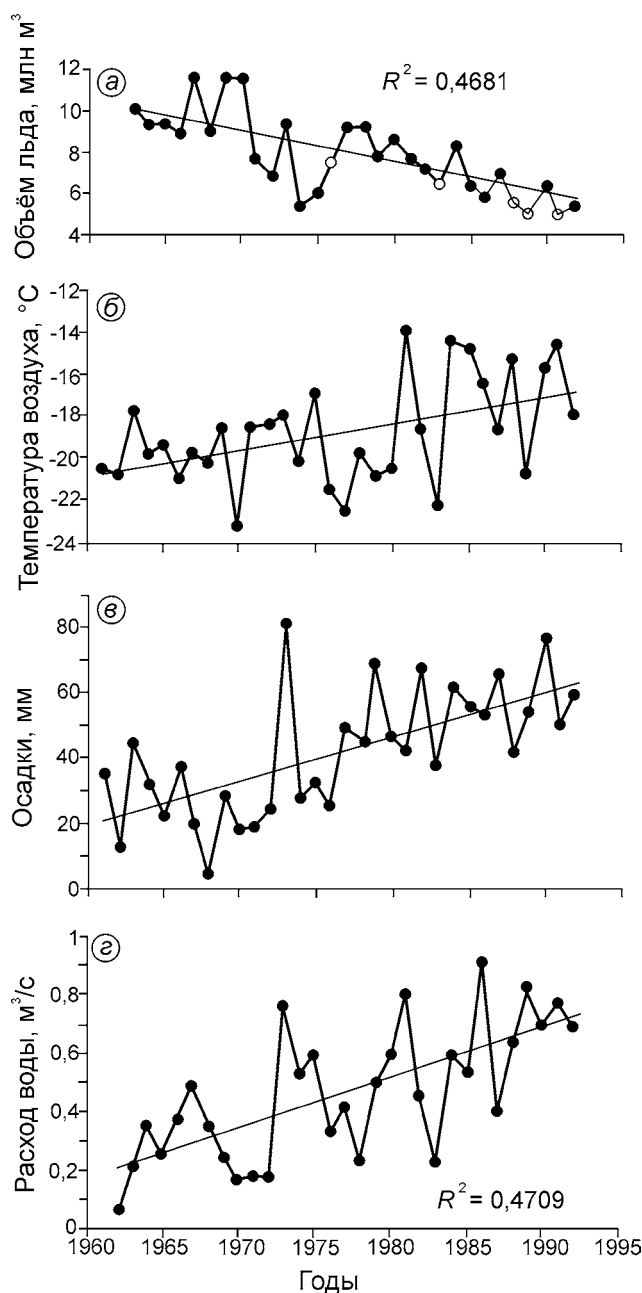


Рис. 1. Многолетняя изменчивость объёма и условий формирования гигантской Анмангындинской наледи в бассейне р. Колыма:

а — изменение максимального в году объёма наледного льда (незалитым пунсоном показаны значения, рассчитанные с учётом выявленного тренда); б, в — изменение средней за октябрь и ноябрь температуры воздуха и суммы атмосферных осадков по данным ГМС Усть-Омчуг; г — изменение среднего за ноябрь расхода воды в р. Анмангында в створе, расположенном ниже наледной поляны

Fig. 1. Long-term variability in the volume, and formation conditions of the giant Anmangynda icing within the Kolyma river basin:

а — variation in annual maximum volume of icing ice (open markers show the values calculated having regard to the trend identified); б, в — variation in October- and November-averaged air temperature and atmospheric precipitation amount according to the data from the Ust-Omchug meteorological station; г — variation in October-averaged discharge in the Anmangynda river on the section line downstream of the icing glade

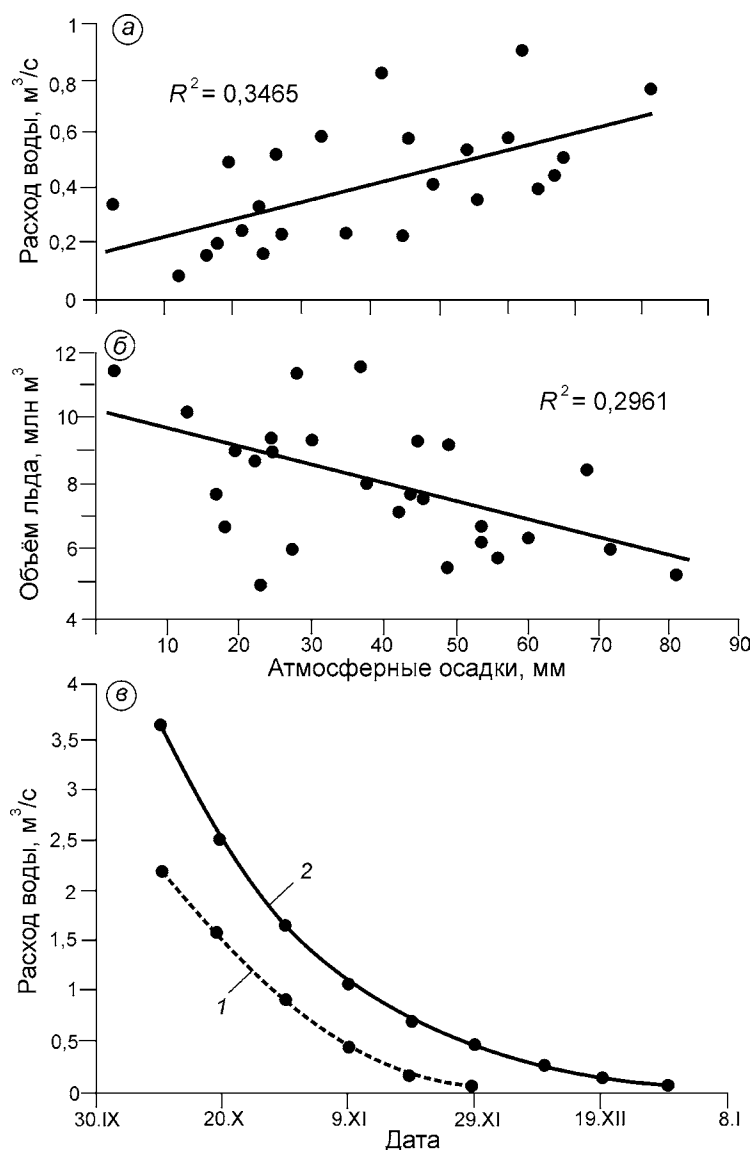


Рис. 2. Функциональная характеристика условий формирования Амангындинской наледи:

a – зависимость среднего за ноябрь расхода воды в створе р. Анмангында—159 км от суммы твёрдых осадков в октябре и ноябре; *б* – зависимость максимального в году объёма наледного льда от суммы атмосферных осадков в октябре и ноябре предшествующего года; *в* – истощение речного стока ниже наледной поляны в осенне-зимний период 1972 (*1*) и 1973 г. (*2*)

Fig. 2. Functional characteristic of the formation conditions for the Anmangynda icing:

a – dependence of the November-averaged water discharge on the section line of the Anmangynda river, 159 km, on the solid precipitation amount in October and November; *б* – dependence of the annual maximum volume of icing ice on the atmospheric precipitation amount in October and November of the preceding year; *в* – streamflow depletion downstream of the icing glade for the autumn–winter period 1972 (*1*), and 1973 (*2*)

поверхностного стока в замыкающем гидрометрическом створе ниже наледной поляны (см. рис. 2, *в*). Затем аккумуляция льда постепенно сокращалась по мере уменьшения дебита родников. Небольшой всплеск прироста льда отмечался лишь весной при возврате холодов (в результате намораживания талых снеговых вод).

Центральная Якутия

Соотношение объёма воды, заключённой в родниковых наледях, и суммарного объёма излившихся подземных вод в период наледообразования можно считать квазипостоянным [10, 30, 31]. Это обстоятельство позволяет исполь-

зовать сведения о родниках для приближённой оценки динамики наледных явлений. Данный подход реализован нами при изучении наледей Центральной Якутии, где длительные ряды наблюдений за ледяными массивами отсутствуют, но имеются данные многолетних измерений дебита наледообразующих источников. Территория Центральной Якутии представляет собой обширную низменную равнину, сложенную сплошной толщей многолетнемёрзлых горных пород общей мощностью 300–500 м. Климат региона резко континентальный, с крайне суровой продолжительной и малоснежной зимой и коротким, но тёплым летом. Средняя температура января -45°C ; абсолютный минимум температуры воздуха -65°C ; средняя температура июля состав-

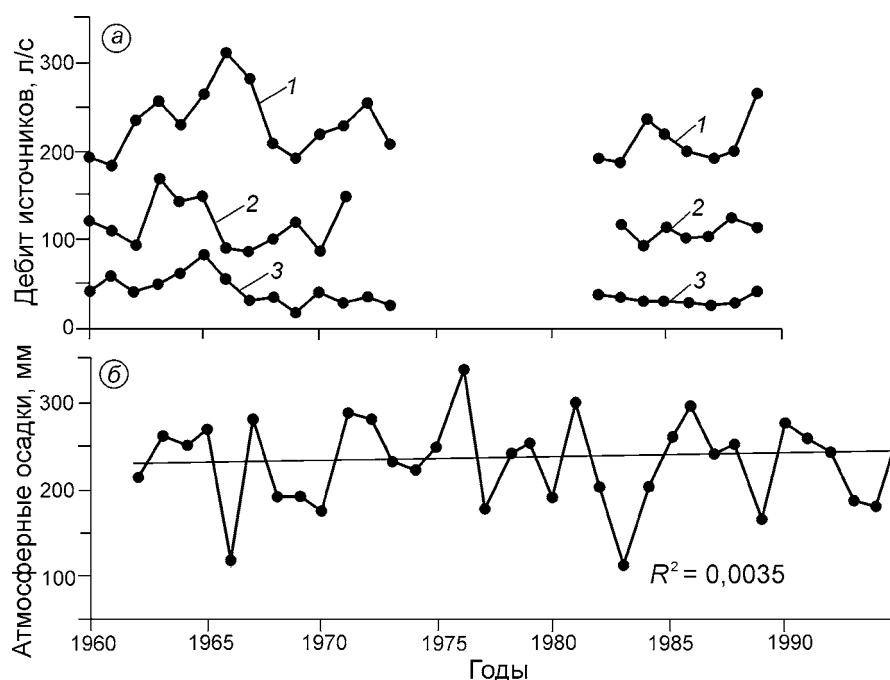


Рис. 3. Многолетняя изменчивость дебита наледообразующих источников подземных вод в предзимний период (а) и суммы годовых атмосферных осадков (б) в Центральной Якутии по данным А.В. Бойцова [10]. Источники, их средний многолетний дебит Q и коэффициент изменчивости k в начале октября: 1 – Улахан-Тарын ($Q = 227$ л/с, $k = 0,16$); 2 – Булус ($Q = 114$ л/с, $k = 0,20$); 3 – Ерюю ($Q = 41$ л/с, $k = 0,18$)

Fig. 3. Long-term variability of the yield of icing-forming sources of subsurface waters for the pre-winter period (a) and of the annual atmospheric precipitation amount (б) in Central Yakutia according to data reported by A.V. Boytsov [10]. Sources, their centre perennial debit Q and variability quotient k in the beginning of October: 1 – Ulahan-Taryn ($Q = 227$ l/s, $k = 0,16$); 2 – Bulus ($Q = 114$ l/s, $k = 0,20$); 3 – Erjuju ($Q = 41$ l/s, $k = 0,18$)

ляет 17°C . В течение года выпадает 250–300 мм атмосферных осадков (60–70% в виде дождя). Сквозные талики встречаются здесь только под крупными реками и некоторыми озёрами. Несквозные талые зоны располагаются под термокарстовыми озёрами и аласными котловинами. Наледность территории низкая, не превышает 0,01%. Наиболее крупные ледяные массивы встречаются в эрозионных долинах, сформировавшихся в нижних частях речных террас Лены, Вилюя и их притоков. Питаются такие наледи обычно за счёт воды над- и межмерзлотных таликов верхней гидродинамической зоны.

Дебит изученных наледообразующих источников и соответствующие им объёмы наледного льда существенно меняются по годам, при этом синхронность в режиме родников отсутствует (рис. 3, а). Наибольшие значения дебита источников зафиксированы в конце 1960-х – начале 1970-х годов. В другие годы 30-летнего периода наблюдений объём изливающейся воды сокращался до 35%. Чёткая зависимость дебита род-

ников от гидрометеорологических условий не проявляется, возможно потому, что в изменении количества осадков нет определённой закономерности (см. рис. 3, б), а тренд повышения средней годовой температуры воздуха $0,06^{\circ}\text{C}/\text{год}$ [27] в условиях экстремально низких температур на процессах водообмена не сказывается. Вместе с тем в режиме отдельных родников просматривается слабовыраженная тенденция повышения или сокращения подземного питания по мере увеличения количества жидких атмосферных осадков (рис. 4). Не прослеживается отчётливая связь интенсивности наледообразования и с величиной снеготолщин. Видимо, в суровых климатических условиях роль снежного покрова в наледообразовании при мощности 15–20 см невелика.

Наледи типа Улахан-Тарын образуются в коротких и узких долинах, не имеющих сквозных водных потоков. Долины формируются исключительно за счёт суффозионной деятельности родников, термокарста и эрозии талых наледных вод. Причём песчаные грунты под толщей наледного

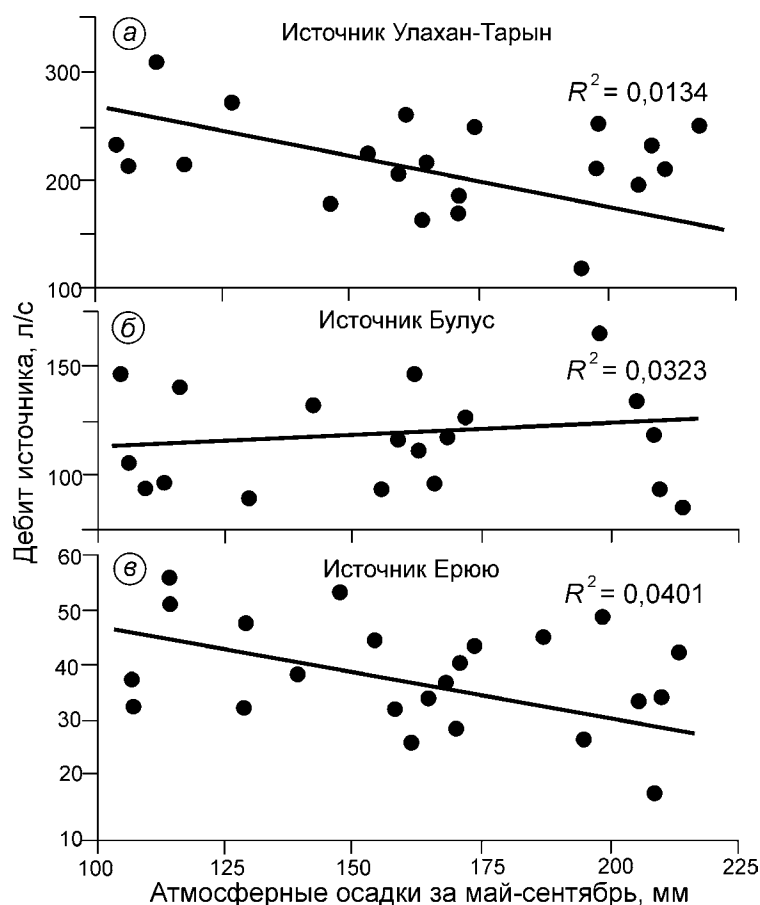


Рис. 4. Зависимость дебита наледообразующих источников Центральной Якутии, измеренного в начале октября, от суммы атмосферных осадков в тёплый период года (май–сентябрь)

Fig. 4. Dependence of the yield of icing-forming sources of Central Yakutia as measured in early October, on the atmospheric precipitation amount for a warm season (May–September)

льда из-за сильных морозов часто сильно промерзают, как и смежные участки долины [12]. В результате практически весь объём родниковых вод зимой превращается в наледный лёд. Таким образом, низкий коэффициент изменчивости расхода родников в предзимний период (0,16–0,20) характеризует также и изменчивость объёма наледей, формирующихся за их счёт. Примечательно, что коэффициент изменчивости дебита наледообразующих источников подземных вод практически совпадает с коэффициентом изменчивости суммы атмосферных осадков за год (0,16) и за тёплый период года (0,22), что косвенно свидетельствует о синхронности ритмов увлажнения территории и наледных процессов.

Южная Якутия

Наблюдения за динамикой наледей на юге Якутии начались в 1960-х годах [5, 15, 16, 28]. Наиболее длинный ряд наблюдений (около 30 лет) получен по трём наледам – Локучаки-

ской (№ 1) и Нерюнгринским (№ 2 и 3). Район характеризуется суровыми климатическими условиями. Средняя годовая температура воздуха по данным ГМС Чульман составляет $-8,1^{\circ}\text{C}$, января $-33,3^{\circ}\text{C}$, июля $16,0^{\circ}\text{C}$. Абсолютный минимум $-60,9^{\circ}\text{C}$ зафиксирован в 1936 г., абсолютный максимум $-34,8^{\circ}\text{C}$ – в 1954 г. Годовое количество осадков колеблется в пределах 500–700 мм.

Локучаки́тская наледь расположена в долине одноимённой реки, левого притока р. Чульман, в 20–25 км от устья. Долина расчленила средневисотное Чульманское плоскогорье, сложенное юрскими песчаниками, аргиллитами и алевролитами. Вечная мерзлота залегает в депрессиях рельефа и в нижних частях горных склонов. Общая площадь её не превышает 50%, мощность колеблется в пределах 45–60 м. Наледь питается трещинными и трещинно-жильными водами, выходящими субаквально. Величина зимнего стока изменяется от 205–228 л/с в середине ноября до 49–64 л/с в конце апреля. Примерно 50–60% стока расходуется на формирование наледи, остальная часть уходит транзитом вниз по

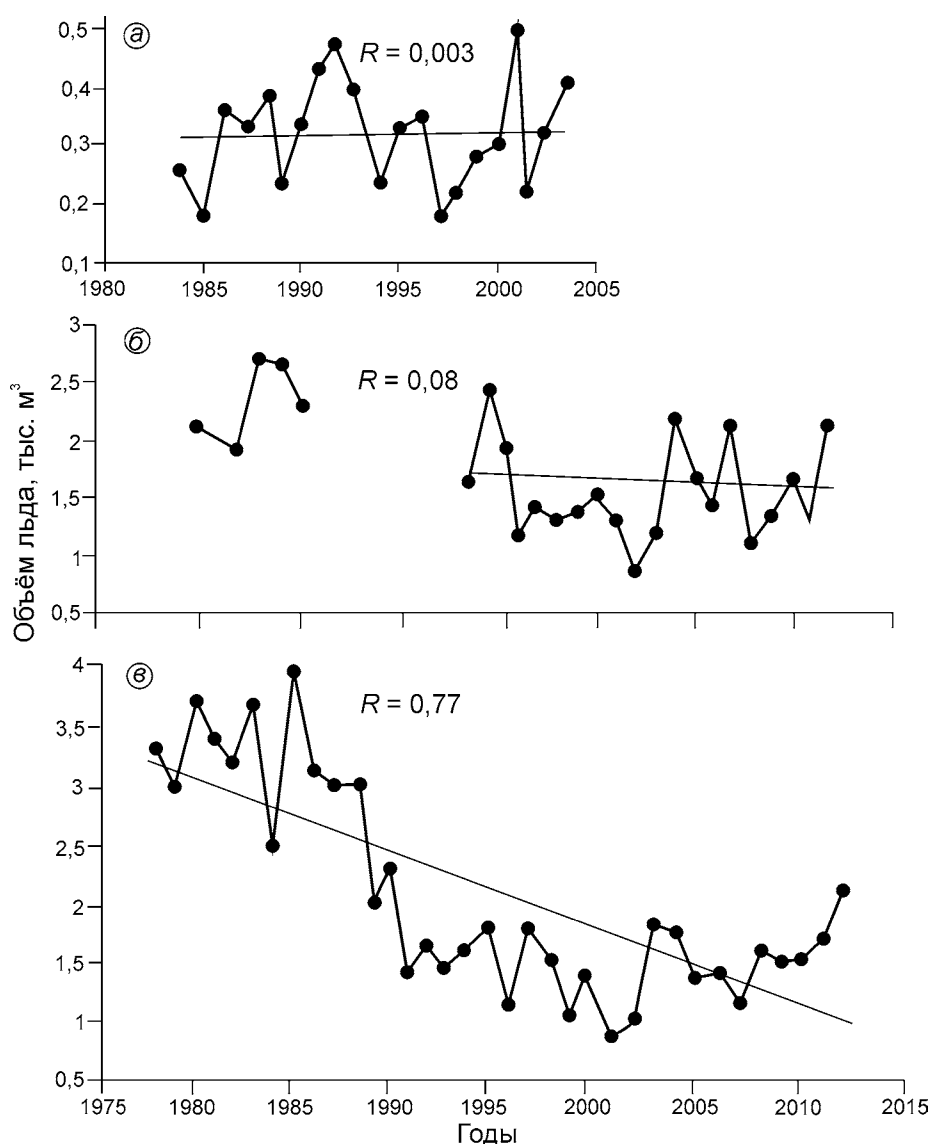


Рис. 5. Многолетняя изменчивость объёма наледей Южной Якутии по данным Ф.Р. Завадского [15]:

a – в условиях прерывистого распространения вечной мерзлоты (наледь Локучакитская, центральная часть Чульманского плоскогорья); *б, в* – в условиях преимущественно сплошного распространения многолетнемёрзлых горных пород мощностью до 200 м (наледь Нерюнгринская Верхняя и Нерюнгринская Нижняя, предгорья Кряжа Зверева)

Fig. 5. Long-term variability of the icing volume of Southern Yakutia according to data reported by F.R. Zavadsky [15].

a – in conditions of discontinuous permafrost (Lokuchakitskaya icing, central part of the Chulmanskoye Plateau); *б, в* – in conditions of predominantly continuous permafrost up to 200 m in thickness (Neryungrinskaya Verkhnyaa and Neryungrinskaya Nizhnyaa icings, foothills of the Zverev Chain of Hills)

долине реки. Наблюдения за режимом наледи проводились в течение 1983–2003 гг. Минимальный объём льда (188,8 тыс. м³) зафиксирован в 1985 г., максимальный – в 2001 г. (469,0 тыс. м³). В среднем за много лет объём наледи составил 318,3 тыс. м³ (64% максимального значения за весь период наблюдения). Многолетний тренд повышения или понижения размеров ледяного массива не выражен (рис. 5, *a*).

Нерюнгринские наледи находятся в долине р. Верхняя Нерюнгра длиной 42 км, берущей начало на северном склоне Кряжа Зверева. Южная часть бассейна, где формируется наледь № 2, сложена протерозойскими кристаллическими сланцами, замороженными на глубину 100–300 м, северная – юрскими континентальными отложениями Чульманского артезианского бассейна с прерывистой вечной мерзлотой мощно-

стью 30–100 м. Наледь № 3 приурочена к зоне надвига протерозойских горных пород на смятые в складки юрские песчаники, алевролиты и аргиллиты. Развитие наледных процессов в долине изучалось с 1977 г. в связи с организацией водоснабжения г. Нерюнгри (население 76 тыс. чел.). Характеристики наледей использовались как показатели эксплуатационных запасов подземных вод для нужд населения и промышленных предприятий.

Верхняя Нерюнгринская наледь имеет длину 1800 м, ширину — 650 м при средней толщине льда 1,2–1,5 м. Максимальная мощность ледяного массива местами достигает 5,0 м.

Нижняя Нерюнгринская наледь длиной 2700 м и шириной 100–180 м расположена в 4–5 км от Верхней. Её средняя толщина не превышает 1,3 м при максимальной мощности 4,0 м. В 500 м выше наледи расположен водозабор — линейная система гидрогеологических скважин, пробуренных в русловых отложениях. Вода из скважин откачивается насосами и подаётся потребителям по трубопроводу. Наледи питаются за счёт постоянно действующих источников подмерзлотных вод, выходящих преимущественно субаквально в разных частях дна долины. Устойчивый сток в зимний период зафиксирован на всём протяжении наледных полей, а также между ними. Меженный расход воды в реке у верхних участков наледей примерно одинаков и колеблется в пределах 520–700 л/с в начале ноября и 65–125 л/с в апреле. Ниже наледей расход воды сокращается с 520–700 л/с в осеннюю межень до 40–120 л/с в весенний критический период. На питание наледей затрачивается от 80 до 95% объёма зимнего речного стока.

Многолетняя динамика наледей показана на рис. 5, б, в. Объём Верхней Нерюнгринской наледи достиг максимума (2652 тыс. м³) в суровую зиму 1982/83 г., минимальный размер ледяного поля (896 тыс. м³) отмечен весной 2002 г., когда сумма атмосферных осадков предшествующего года была на 25% меньше средних многолетних значений. Максимальный объём наледи № 3 (3974 тыс. м³) зафиксирован в 1985 г., а минимальный (886 тыс. м³) — в 2001 г., т.е. синхронности в развитии ледяных массивов не наблюдается. Видна существенная разница в изменении объёмов льда по годам. У Верхней

Нерюнгринской наледи тренд изменчивости, как и у Локучакинского массива, практически не проявился, хотя просматриваются коротко-периодные ритмы повышения и понижения характеристик длиной 2–3 и 10–12 лет. Размеры же Нижней Нерюнгринской наледи в среднем сократились в 3 раза. Последнее объясняется нарастающим потреблением ресурсов подземных вод. Так, в период 1988–1991 гг. объём наледи плавно уменьшился с 3010 до 1415 тыс. м³, а водоотбор из эксплуатационных скважин повысился с 13 до 27 тыс. м³/сут.

Сравнение динамических характеристик изученных наледей с основными показателями климата не показало статистически значимой зависимости между максимальными в году объёмами льда, суммой отрицательных средних месячных температур воздуха и атмосферными осадками (рис. 6). Видимо, причинно-следственные связи родниковых наледей рассматриваемого региона более сложные и напрямую не связаны с общими закономерностями изменения характеристик внешней среды.

Забайкалье

Территория к востоку от оз. Байкал условно разделяется на три части — северную горно-таёжную, центральную таёжную и лесостепную и южную степную.

Северное Забайкалье представляет собой восточное крыло Байкальской рифтовой системы, где горные хребты субширотного направления высотой до 2500–3000 м разделены обширными заболоченными котловинами. По суровости климата, сухости воздуха и геофизиологическим условиям эта контрастная страна близка к Якутии. Средняя годовая температура воздуха в Нижнеангарске –3,2 °С, в Муе –6,4 °С, в Чаре –7,5 °С, в Удокане –9,0 °С. Абсолютный минимум температуры –54,4 °С зафиксирован в Чаре в 1941 г. Годовое количество осадков в котловинах колеблется в пределах 130–450 мм, в горах — на 200–300 мм больше. Вечная мерзлота занимает 90–95%, достигая в вершинном поясе гор мощности 500–1000 м. Наледность речных бассейнов очень высокая — 0,3–1,5%. Средний объём ледяных полей постепенно увеличивается с запада на восток по мере удаления от Байкала

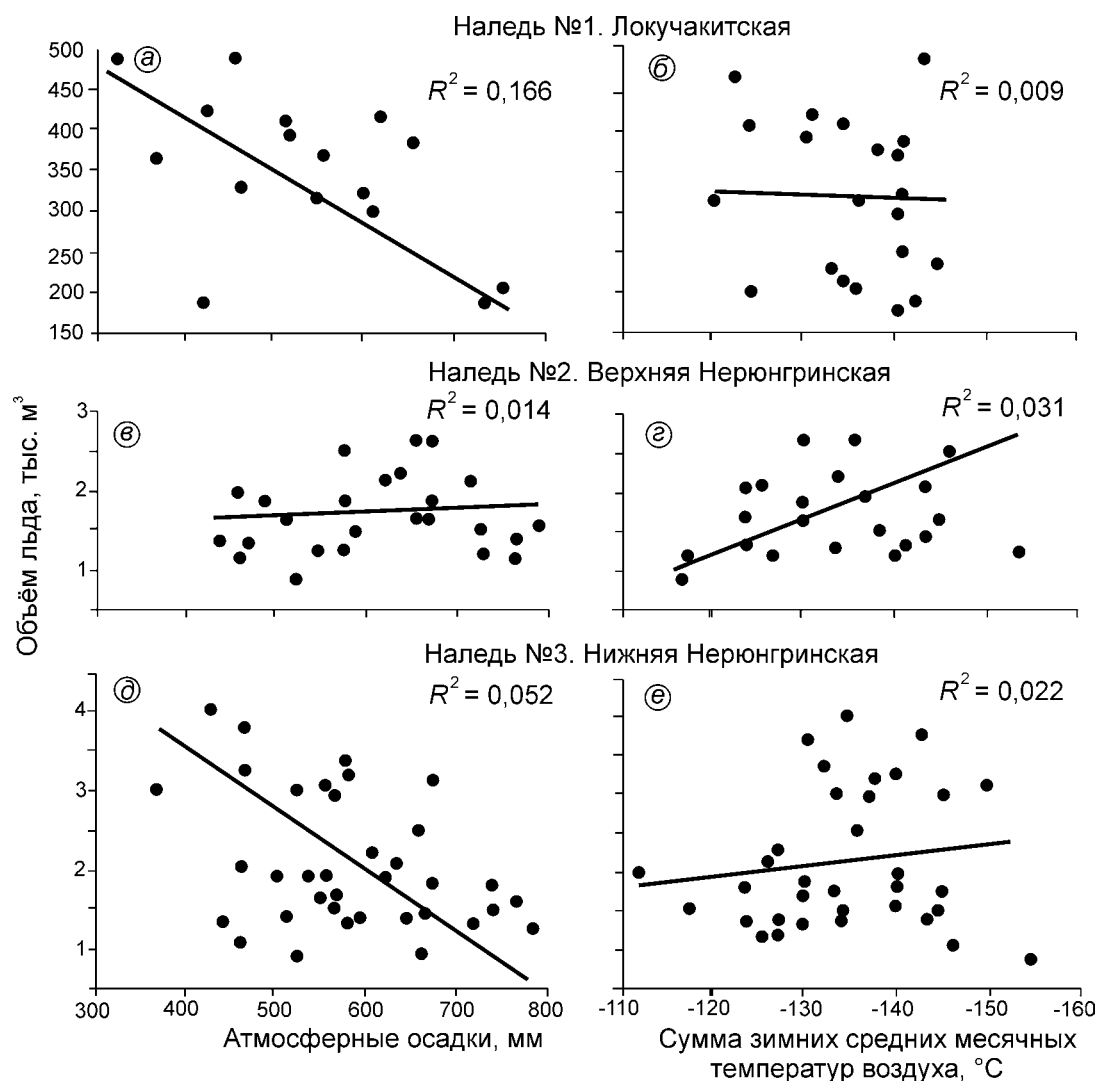


Рис. 6. Зависимость объёма наледей подземных вод Южной Якутии в период их максимального развития от количества атмосферных осадков предшествующего года (а, в, д) и суммы отрицательных средних месячных температур воздуха в период наледеобразования (б, з, е)

Fig. 6. Dependence of the volume of icings from flows of subsurface waters in Southern Yakutia for the period of their maximum development, on the atmospheric precipitation amount of the preceding year (a, в, д) and on the sum of mean monthly subzero air temperatures for the icing formation period (б, з, е)

со 160 до 800 тыс. м³. Средняя толщина наледей колеблется в пределах 1,0–1,7 м. В процессе специальных съёмок в бассейнах рек Верхняя Ангара, Муя и Чара зафиксировано 1112 родниковых наледей общей площадью 245,1 км². Объём их составил 374,3 млн м³, что эквивалентно слою речного стока около 10 мм [18–20].

Режимные наблюдения на севере Забайкалья начались в середине 1960-х годов в связи с освоением Удоканского месторождения меди и строительством Байкало-Амурской железнодорожной магистрали [7, 18–20, 32]. Иссле-

дования проводились на 15 полигонах в долинах рек Верхнего и Среднего Сакуканов, Чары, Лурбуна, Мурурина, Угаргассы, Читканды и др. Наиболее детально (в течение 10 лет) изучали внутригодовой и многолетний режим Большой Ингамакитской наледи с амплитудой колебания площади 2,2–3,7 км². Меньший ряд наблюдений (пять лет) имеет Намингинский тарын площадью 3,0–3,7 млн м², расположенный в горах Удокана на той же широте, что и Большая Ингамакитская наледь. Обе наледы отражают закономерности развития ледяных массивов

Таблица 3. Изменение средней годовой температуры воздуха, атмосферных осадков (ГМС Чара) и размеров Большой Нижне-Ингамакитской и Намингинской наледей в 1962–1974 гг. [7]

Годы	Температура воздуха, °С	Атмосферные осадки, мм	Мощность льда, м	Отклонение от максимума		Объём льда, тыс. м ³	Отклонение от максимума	
				м	%		тыс. м ³	%
Большая Нижне-Ингамакитская наледь								
1962	−7,9	262	—	—	—	6065	1075	15,0
1963	−7,3	464	2,18	0,28	11,4	5988	1152	16,1
1964	−8,3	348	—	—	—	5600	1540	21,6
1965	−8,6	301	1,94	0,52	21,1	4353	2787	39,0
1966	−9,3	413	1,81	0,65	26,4	6588	552	7,7
1967	−6,4	295	2,04	0,42	17,1	6945	195	2,7
1968	−6,9	325	2,12	0,34	13,8	6898	242	3,4
1969	−9,8	252	1,65	0,81	32,9	5540	1600	22,4
1970	−7,9	361	1,78	0,68	27,6	5220	1920	26,9
1971	−6,8	311	2,46	0,0	0,0	7010	130	1,8
1972	−8,8	217	—	—	—	6880	260	3,6
1974	−9,4	307	1,95	0,51	20,7	7140	0,0	0,0
Среднее	−8,1	321	2,00	0,46	18,7	6122	1041	14,6
Намингинская наледь								
1961	−8,8	417	2,16	0,48	18,1	3344	344	9,3
1962	−7,9	262	2,20	0,44	16,6	3688	0,0	0,0
1963	−7,3	464	2,10	0,54	20,4	3255	433	11,7
1964	−8,3	348	2,20	0,44	16,6	3680	8	0,2
1965	−8,6	301	2,64	0,0	0,0	3670	18	0,5
Среднее	−8,2	358	2,26	0,47	17,8	3620	200	5,4

* Жирным шрифтом выделены максимальные значения.

всего Станового нагорья. Данные измерений приведены в табл. 3.

Максимальный объём льда *Ингамакитской* наледи 7140 тыс. м³ зарегистрирован зимой 1973/74 г. По наблюдениям, в Чаре 1974 г. был одним из самых холодных за весь период наблюдений начиная с 1939 г. (средняя годовая температура воздуха опустилась тогда до –9,4 °С). Близкий объём льда 7010 тыс. м³ и максимальная средняя толщина массива 2,46 м измерены в 1971 г., когда средняя зимняя температура воздуха на метеостанции, расположенной рядом с ледяным массивом, составила –19,4 °С, сумма твёрдых осадков за октябрь–апрель – 99 мм, а максимальная толщина снежного покрова достигла 30 см. Минимальный объём наледи – 4353 тыс. м³ – сформировался в 1965 г. при средней зимней температуре воздуха –20,3 °С, 83 мм осадков и 34-сантиметровой толщине снега, т.е. климатическая ситуация в период наледообразования была практически одинакова, хотя разница в объёмах льда достигла максимального

значения (39%). Отклонение размеров наледи в другие годы не превышало 26,9%.

Максимальный объём *Намингинской* наледи 3688 тыс. м³ пришёлся на 1962 г., минимальный – 3255 тыс. м³ – на весну следующего года. Отклонения в размерах от максимума не превысили 12% и в среднем составили 5,4%, т.е. Намингинская наледь практически не реагировала на изменение климатических условий. Привлекает внимание совпадение и абсолютных, и относительных значений колебания средней мощности наледей. Видимо, оно отражает какую-то общую закономерность, смысл которой пока не ясен. Заметим, что температура воздуха в регионе в рассматриваемый период была наиболее низкой и не повышалась как в последующие годы. Таким образом, в Северном Забайкалье в период 1962–1974 гг. проявилась относительная стабильность развития родниковых наледей. В это время среднее многолетнее отклонение от наибольших значений мощности льда не превышало 18,7%, а объёма наледей – 14,6%.

Центральное и Южное Забайкалье представлено Витимским средневысотным плоскогорьем, Хэнтей-Чикойским нагорьем высотой 1500–2200 м и системой горных хребтов высотой 1000–1500 м, вытянутых в северо-восточном направлении. Хребты разделены котловинами, уровень которых постепенно снижается к юго-востоку до отметки 300 м (устье Шилки и Аргуни). На юге Забайкалья расположены обширная Улдза-Торейская преимущественно степная равнина и Селенгинское среднегорье. Климат региона суровый, резко континентальный. Средняя годовая температура воздуха изменяется от $-0,1^{\circ}\text{C}$ (Улан-Удэ) до $-5,8^{\circ}\text{C}$ (Усть-Нюкжа). Даже на юге, в степных районах у границы с Монголией она существенно ниже 0°C : в Борзе $-2,4^{\circ}\text{C}$, в Краснокаменске и Нерчинском Заводе $-3,2^{\circ}\text{C}$. Зимой часто наблюдаются трескучие морозы с температурой $-50 \div -55^{\circ}\text{C}$. Осадков выпадает 300–450 мм в год, толщина снега – не более 20–30 см.

Всё это обеспечивает широкое распространение вечной мерзлоты так называемого «забайкальского типа» – прерывистые и островные многолетнемёрзлые горные породы мощностью 30–50 м залегают в депрессиях рельефа и в нижних частях горных склонов северной экспозиции. Занятая ими площадь постепенно уменьшается к югу от 50–60% в среднегорье до 5–10% на равнинах. Родниковые наледи распространены повсеместно. По данным Д.М. Шестернева и А.Г. Верхотурова [32], в центральной и южной частях Забайкальского края на площади 663 тыс. км² зарегистрировано 2420 наледообразующих источников, которые ежегодно продуцируют более 260 млн м³ наледного льда. Средний объём единичных наледей на порядок меньше, чем в Северном Забайкалье, и колеблется в пределах 10–70 тыс. м³. Относительная наледность в зависимости от прерывистости вечной мерзлоты и условий увлажнения местности меняется от 0,01 до 0,31%, т.е. близка к наледности Центральной Якутии с более суровым климатом и мощной вечной мерзлотой.

О многолетнем режиме родниковых наледей можно судить по данным наблюдений в долине ключа Наледного (Центральное Забайкалье) и бассейне р. Борзя (Южное Забайкалье) (рис. 7). На фоне общего повышения средней зимней температуры воздуха просматриваются тенденции уменьшения объёма льда и асинхронность

в колебаниях размеров наледей по годам (см. рис. 7, а, б). Максимальные объёмы наледей зарегистрированы в самые суровые зимы 1975/76 и 1984/85 гг., а минимальные – в наиболее тёплые зимы 1990-х годов. Зависимость объёма ледяных массивов от суммы отрицательных температур воздуха (в градусочасах) и количества летних атмосферных осадков предшествующего года отражена на графиках рис. 7, в, г, на которых видна разница в амплитудах колебания и продолжительности циклов снижения и увеличения объёма льда. По отношению к максимальному размеру наледь на ручье Ключевом уменьшилась на 95%, а Борзинская наледь – только на 40%. Видимо, на динамику наледных явлений, кроме внешних факторов льдоаккумуляции, большое влияние оказывают внутренние условия накопления и передвижения наледообразующих вод.

Прибайкалье и Восточные Саяны

Эта горная страна отличается от Станового нагорья и остального Забайкалья меньшей суровостью климата и большей контрастностью рельефа местности. Ориентация альпийских горных хребтов высотой 1500–2500 м (массив Мунку-Сардык, 3495 м) определена структурой Байкальской рифтовой системы, осевую часть которой занимает оз. Байкал и Тункинская котловина. Орогенная система Восточных Саян контролируется серией тектонических разломов северо-западного и субширотного направлений. В нижнем, горно-таёжном поясе до уровня 1200–1300 м средняя годовая температура воздуха не опускается ниже $-1,5^{\circ}\text{C}$ (в Иркутске $-0,4^{\circ}\text{C}$, в Нижнеудинске $-0,9^{\circ}\text{C}$, в Алыгджере $-1,1^{\circ}\text{C}$). Вечная мерзлота здесь встречается в виде небольших островов мощностью 15–30 м. Выше границы леса температура воздуха постепенно понижается до $-5,0^{\circ}\text{C}$ и ниже. Соответственно увеличиваются площадь и мощность вечной мерзлоты. Примерно с высоты 1800–2000 м в мёрзлом состоянии находятся все горные породы, кроме участков под глубокими озёрами, через которые происходит питание подмерзлотных наледообразующих вод.

Годовое количество атмосферных осадков умеренное (400–500 мм), но неравномерное (котловины – сухие, вершины гор – увлажнённые).

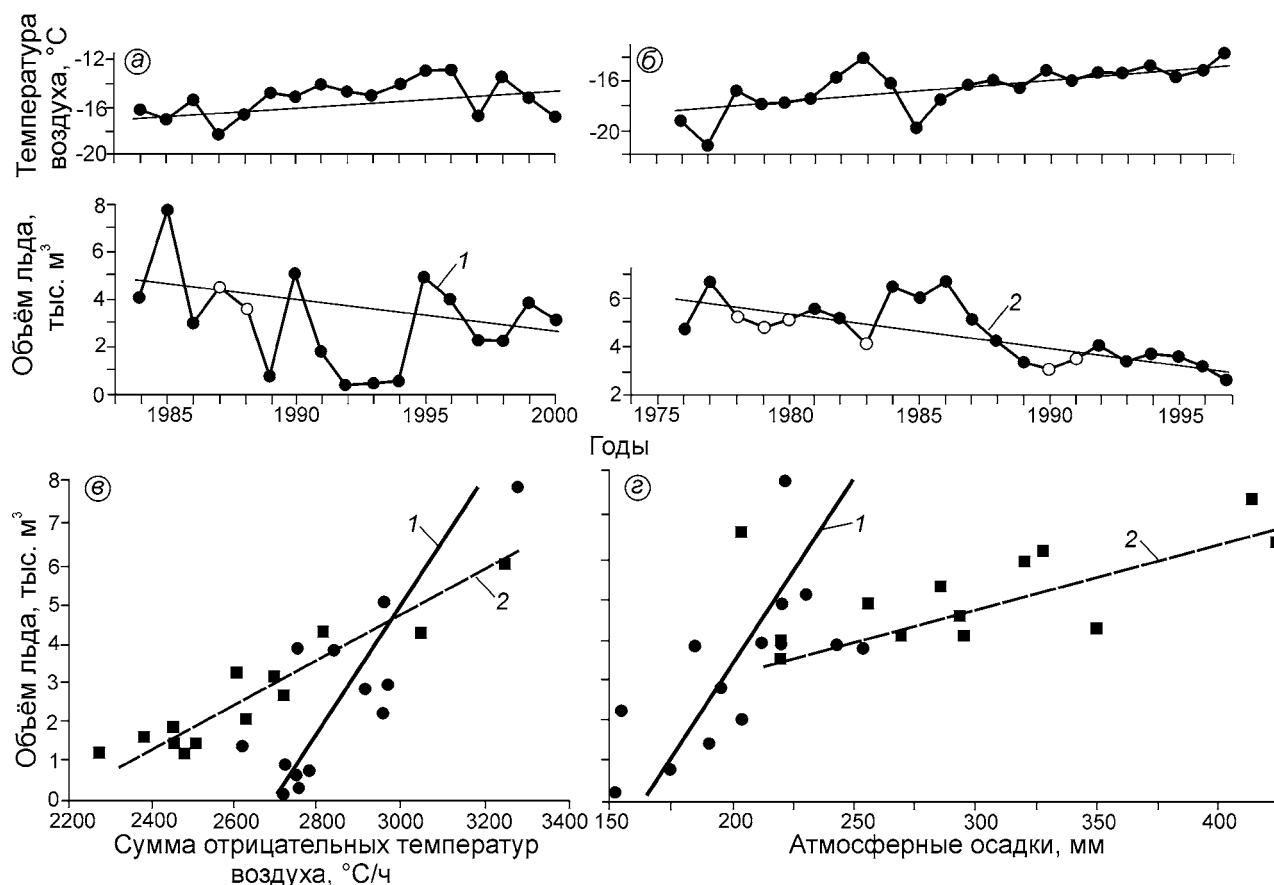


Рис. 7. Условия формирования и динамика родниковых наледей в Забайкалье по данным Д.М. Шестернева и А.Г. Верхотурова [32]:

а, б – изменение средней зимней температуры воздуха и максимального объёма льда по годам; в, г – зависимость объёма наледи в период её максимального развития от суммы отрицательных температур воздуха (градусочасы) и количества жидких атмосферных осадков в июне–октябре предшествующего года; 1 – наледь на ручье Ключевом (Центральное Забайкалье); 2 – наледь в долине р. Борзя (Южное Забайкалье); незалитым пунсоном показаны данные, определённые по графикам связи

Fig. 7. Formation conditions and dynamics of weal-head icings in Transbaikalia according to data reported by D.M. Shesternev and A.G. Verkhoturov [32]:

а, б – variation in mean winter air temperature and maximum volume of ice for particular years; в, г – dependence of the volume of the icing for the period of its maximum development on the sum of subzero air temperatures (hour-degrees) and on the liquid atmospheric precipitation amount in June–October of the preceding year; 1 – icing on the Klyuchevoi brook (Central Transbaikalia); 2 – icing in the valley of the Borzya river (Southern Transbaikalia); open markers show data as determined from the correlation plots

Северо-западные макросклоны хребтов Байкальского, Хамар-Дабана, Баргузинского и Тункинских гольцов получают 800–1000 мм осадков, при этом 20–30% выпадает в виде снега. Наледность территории колеблется в пределах 0,1–2,5%. Объём ледяных массивов измеряется десятками, реже сотнями тысяч кубических метров. Родниковые наледи-тарыны площадью 0,1–0,5 км² формируются лишь в подгольцовом и гольцовом поясе гор с высоты 1200–1300 м. В горно-таёжном поясе основная часть наледного льда сосредоточена в руслах малых и средних рек.

Режимные наблюдения за наледями в регионе начались в середине 1950-х годов. В основном они были направлены на выяснение внутригодовой изменчивости ледяных процессов и ограничивались несколькими месяцами или 1–2 годами [1, 8, 9, 17, 21, 33]. Наблюдения продолжительностью 5–8 лет проводились в бассейнах р. Правой Иликты (Северное Прибайкалье), в верховьях рек Оки (Окинское плоскогорье) и Уды (центральная часть Восточного Саяна) (табл. 4). Как и в других регионах Сибири, установлена большая изменчивость объёмов льда по

Таблица 4. Многолетняя динамика объёма родниковых наледей в Северном Прибайкалье и Восточных Саянах

Бассейн реки	Зима, годы	Сумма средних месячных температур воздуха, °С	Толщина снега, см	Объём наледи, тыс. м ³	Отклонение от максимума	
					тыс. м ³	%
Наледь в долине р. Правая Иликта	Северное Прибайкалье					
	1956–1957	—	74	2900	0	0
	1957–1958		102	967	1933	67
	1958–1959		114	315	2585	89
	1959–1960		135	Нет	2900	100
	1960–1961		158	Нет	2900	100
	Среднее		117	1394	2580	89
Наледь в долине р. Ока (верховье)	Восточный Саян					
	1950–1951	–117,1	8	55,0	44,0	44
	1951–1852	–95,5	4	15,4	83,6	84
	1952–1953	–111,3	27	18,7	80,3	81
	1953–1954	–114,6	16	99,0	0	0
	1954–1955	–111,3	—	8,8	90,2	91
	Среднее	–110,0	14	39,4	74,5	75
Наледь в долине р. Уда (верховье)	До 1987*	—		24,5	0	0
	1986–1987		10	18,5	6,0	24
	1987–1988		16	18,9	5,6	23
	1988–1989		8	11,0	13,5	55
	1989–1990		6	18,5	6,0	24
	1990–1991		12	20,2	4,3	17
	1991–1992		5	21,4	3,1	13
	Среднее		10	19,0	6,4	26

* Объём наледи определён по индикационным признакам.

годам (от 28 до 89% по отношению к максимальным значениям), однако чёткая зависимость от температуры воздуха не обнаружена. В период с 1928 по 1960 г. температура воздуха в Прибайкалье и Восточных Саянах была относительно постоянна, а в последующие 35 лет повысилась на 0,3–0,9 °С в зимние месяцы и почти не изменилась в летние [14]. Тренды годовых температур воздуха за весь период инструментальных наблюдений — положительные и колеблются от 0,2 до 0,5 °С/10 лет. Этих значений оказалось недостаточно, чтобы изменить общее относительно стабильное развитие наледных процессов.

Вместе с тем в некоторых районах проявилась ярко выраженная зависимость размеров наледей от толщины снежного покрова (см. табл. 4). Так, Иликтинский ледяной массив объёмом 2,9 млн м³ резко сократился при толщине снега 102 и 114 см и полностью исчез при толщине более 135 см. Снег в регионе преимущественно рыхлый, с низкой теплопроводностью.

При толщине более 1,0–1,5 м он обеспечивает неглубокое сезонное промерзание горных пород и отсутствие вечной мерзлоты. Именно благодаря этому фактору родниковые наледи практически не встречаются на северных склонах Хамар-Дабана, Баргузинского и Северо-Байкальского хребтов, а также на юго-западной окраине Восточных Саян. В малоснежных районах, наоборот, наледи подземных вод распространены повсеместно. Они заполняют русла почти всех малых и средних водотоков, а на многих участках речной сети к весне выходят за пределы высокой поймы. Питаются такие ледяные ленты за счёт рассредоточенных субаквальных родников и родничков с небольшим дебитом.

Мы выполнили специальные серийные наледные съёмки в экспериментальных бассейнах рек I–IV порядков, поставили режимные наблюдения за динамикой наледных процессов в 1986–1990 гг. по 120 поперечным профилям, размещённым в характерных участках речных долин.

Таблица 5. Многолетняя изменчивость наледности и объёма наледного льда, сформировавшегося в русловой сети малых рек Восточного Саяна (данные по экспериментальному полигону «Эден»)

Река, порядок	Площадь бассейна, км ²	Объём наледного льда, тыс. м ³						Среднее	Отклонение от максимума, %
		до 1986*	1986	1987	1988	1989	1990		
Эгега (III)	50	1073	816	583	689	516	749	671	52
Малый Эден (III)	48	1035	826	438	527	485	438	543	52
Большой Эден (IV)	240	1990	1510	659	800	1187	915	1014	51
Всего	338	4098	3152	1680	2016	2188	2102		52
Наледность, %		1,1	0,65	0,52	0,55	0,57	0,57	0,57	

* Объём наледи определён по индикационным признакам.

За этот период осреднённая наледность бассейнов находилась в интервале 0,52–0,57%, т.е. общая площадь наледей практически не изменялась. Однако объём наледей менялся существенно. Отклонения от наибольших значений в 1986 г. составили в среднем 35%, а относительно более раннего максимума, определённого по индикационным признакам, превысили 50% (табл. 5). Как видим, здесь просматривается тенденция сокращения русловых запасов наледного льда при общей стабильной площади его распространения.

В научной литературе имеются сведения о развитии наледных явлений в некоторых других регионах криолитозоны — на Алтае, Северном Урале, Шпицбергене, в горах Средней Азии, в Монголии, Тибете и др. [13, 25, 29, 35, 39, 41, 43]. К сожалению, опубликованные материалы не освещают многолетнюю динамику ледяных массивов. Вероятнее всего, развитие родниковых наледей в этих регионах подчиняется общим закономерностям льдоаккумуляции подземных вод в холодном климате, но имеются и местные особенности (различия), определяемые морфоструктурными и мерзлотно-гидрогеологическими условиями местности. Не принесли пока ожидаемых результатов и попытки восстановить динамику наледных явлений на основе анализа радиального прироста деревьев, произрастающих в зоне влияния наледей [24].

Обсуждение

Представленные в статье материалы лишь частично раскрывают особенности динамики наледной формы оледенения восточной части России и Аляски. Объём наледей к началу тёплого периода сильно меняется по годам во

всех рассмотренных регионах. При этом отклонение объёма единичных ледяных массивов от их максимальных зафиксированных значений колеблется от 2–3 до 95–100% и не зависит от размера ледяных полей. По большинству участков статистически значимая зависимость объёма наледей от количества атмосферных осадков и температуры воздуха отсутствует, хотя в целом за последние 50–60 лет динамические запасы наледного льда уменьшились в соответствии с трендом повышения температуры, глобальной и местной.

Этот вывод в основном согласуется с представлениями якутских учёных [23], рассмотревших недавно ритмическую основу долгосрочного прогноза наледности в условиях глобального потепления климата. Авторы указанной статьи считают, что наледность криолитозоны находится в зависимости от известных циклов теплообеспеченности и увлажнения А.В. Шнитникова с периодом 1850 лет и М. Миланковича продолжительностью 40 700 лет. По их мнению, ожидаемое к концу текущего столетия повышение температуры воздуха на 2–3 °С в районах сплошной и низкотемпературной вечной мерзлоты приведёт лишь к частичной перестройке геокриологических условий, в результате чего общий объём, площадь и средние размеры наледей уменьшатся, а количество ледяных полей увеличится. В южной же геокриологической зоне в связи с повсеместной деградацией многолетнемёрзлых толщ крупные массивы наледей подземных вод исчезнут, но сохранится много небольших по размерам наледей грунтовых вод. Прогноз отражает условия наледообразования на пике 1850-летнего цикла, после которого ожидается очередное похолодание. Выявленное нами общее снижение объё-

мов родниковых наледей условно соответствует предпоследней фазе текущего климатического цикла, т.е. подтверждает гипотезу о снижении наледной активности при повышении глобальной температуры воздуха.

В пользу выдвинутой концепции [23] свидетельствуют также данные о распространении и морфологии наледных участков речных долин. Анализ топографических карт и космоснимков, аэровизуальные и наземные наблюдения показывают, что даже максимальные границы ключевых наледей, зарегистрированные в последние 50–60 лет, не совпадают с хорошо выраженными контурами древних (реликтовых) наледных полей [2, 3, 26, 42]. Это означает, что масштабы наледных явлений в прошлом значительно превосходили современные. К какому времени относятся максимальные границы наледных полей, пока неизвестно — современная гляциология не располагает методами их временной диагностики. Вероятнее всего, они соответствуют самой холодной фазе малого ледникового периода (XIV–XIX вв.). Если это так, то открывается заманчивая возможность ретроспективной оценки динамики наледных явлений на основе анализа «восстановленных» циклов увлажнения и теплообеспеченности на протяжении исторического времени (около 7000 лет) всего голоцена (10–12 тыс. лет), а также ранее — в позднем плейстоцене. К сожалению, такая работа может быть выполнена лишь на качественном уровне. Чтобы получить количественные показатели, особо важные для оценки внутривековой изменчивости родниковых наледей, необходимо решить ряд ключевых проблем, связанных с механизмом взаимодействия внешних и внутренних факторов в неоднородных условиях криолитозоны.

Дело в том, что изменение объёма родниковых наледей при колебаниях характеристик климата определяется не прямым воздействием температуры воздуха, т.е. изменением «энергии намораживания воды» на поверхности льда (запасов холода в криолитозоне вполне достаточно для формирования массивов мощностью 15–20 м и более), а сокращением или увеличением продолжительности периода возможного наледообразования и колебанием глубины сезонного промерзания грунтов на наледных полях. Именно эти два основных факто-

ра (при относительном постоянстве дебита наледообразующих источников) обеспечивают транзит наледообразующих подземных вод в нижние участки речных долин и таким образом регулируют объём наледного льда. Но, поскольку интенсивность промерзания горных пород в большой степени зависит от толщины снежного покрова, т.е. от величины и времени перераспределения атмосферных осадков, то процессы излияния воды, её растекание и кристаллизация на дневной поверхности приобретают сложный и непредсказуемый характер. На разгрузку водоносных трактов влияют также меняющаяся в течение года конфигурация каналов подземного и поверхностного стока, снижение или повышение напора подземных вод, смещение или закупорка водовыводящих путей и водопоглощающих таликов и пр. По сути, мы не знаем сейчас, что происходит в зимний период вокруг родников и под нарастающим ледяным покровом. Это — своеобразный «чёрный ящик» с малоизвестным входом, известным выходом, но абсолютно неизвестным внутренним содержанием. Вот почему объём единичных наледей даже в квазипостоянных условиях сильно варьирует и не подчиняется короткопериодным изменениям характеристик климата.

Исследование наледей приобретает сейчас всё большее значение и не только в связи с активизацией освоения Арктики и Субарктики, но и в целях дальнейшего познания структуры, свойств и закономерностей развития криосферы Земли в целом. Чтобы получить конкретные количественные показатели изменчивости наледных явлений, необходимо прежде всего решить проблему идентификации ледяных массивов, т.е. разработать чёткие критерии и признаки, по которым можно было бы определять генетическую принадлежность тарынов. Далее следует реализовать два сопряжённых направления исследований: 1) изучить механизм развития и динамику наледей различных генетических типов; 2) выявить закономерности пространственно-временного распределения наледного льда на основе использования прогрессивных методов и средств получения информации.

Анализ современного состояния наледообразования побуждает нас обратить внимание исследователей и руководителей науки на разработку и неотложную реализацию комплексной

программы долгосрочного изучения наледей с полномасштабными режимными наблюдениями на специальных полигонах. Именно наледные полигоны, организованные в разных точках области распространения вечной мерзлоты, детально изученные в мерзлотно-гидрогеологическом отношении, оснащённые современным оборудованием для регистрации теплового и водного режима территории и подкреплённые серийными съёмками из космоса, помогут выявить истинный, а не гипотетический механизм наледообразования, динамику и пространственно-временную изменчивость наледей. По нашему глубокому убеждению только так можно решить ключевые вопросы практического наледеведения, связанные с обеспечением безопасности человека на Севере, устойчивостью инженерных сооружений и использованием криогенных ресурсов планеты.

В качестве вероятных мест организации полигонов рекомендуются наледи Кооквынская, Анмангында, Улахан-Тарын, Нерюнгринская, Нижне-Ингамакитская, многолетняя динамика которых рассмотрена в настоящей статье. Разработку программы и производство основных видов наблюдений целесообразно поручить Институту мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, имеющего соответствующие научные кадры и большой опыт стационарных исследований криогенных явлений. Наледеведение как научное направление родилось, оформилось и продолжает развиваться в России. Приоритет в этом деле российских учёных неоспорим. Наши достижения следует укреплять и приумножать.

Выводы

1. Начиная с 1960 г. в России и США выполнен большой объём работ по изучению многолетнего режима крупных наледей-тарынов. Наблюдения проводились на Аляске (максимальный объём наледей $W = 31\,207$ тыс. м³, продолжительность периода измерений $P = 10$ лет), на Чукотке ($W = 52\,000$ тыс. м³; $P = 4$ года), на Колыме ($W = 11\,680$ тыс. м³; $P = 30$ лет), в Южной Якутии ($W = 3974$ тыс. м³; $P = 35$ лет), в Забайкалье ($W = 7140$ тыс. м³; $P = 12$ лет), в Прибайкалье ($W = 2900$ тыс. м³; $P = 5$ лет) и

Восточных Саянах ($W = 99$ тыс. м³; $P = 6$ лет). Использовались разные методики и программы, не сопряжённые друг с другом. Полученные материалы трудно сопоставимы по точности и времени измерений, типам и размерам ледяных массивов и условиям наледообразования. Практически не изученными оказались процессы формирования наледообразующих источников подземных вод и факторы их послылой льдоаккумуляции. Тем не менее, опубликованная информация в совокупности имеет большую ценность как результат трудных и широкомасштабных исследований одного из феноменальных явлений природы.

2. Размеры родниковых наледей-тарынов уменьшаются по мере снижения суровости климатических условий, продолжительности зимнего периода, мощности и площади распространения вечной мерзлоты. Отклонения объёма единичных ледяных массивов от их максимальных зафиксированных значений колеблются от 2–3 до 95–100% и не зависят от размера ледяных полей и их географического положения. По большинству участков статистически значимая зависимость объёма наледей от количества атмосферных осадков и температуры воздуха отсутствует, но в целом просматривается тенденция сокращения максимальных в году запасов наледного льда при потеплении климата. В многолетнем режиме наледей зафиксированы циклы подъёма и спада максимальных в году размеров продолжительностью 3, 7 и 11 лет с амплитудой колебания относительно средних многолетних значений 25–30%. Синхронность в многолетней изменчивости ледяных массивов даже в однородных природно-климатических условиях не проявляется. В Арктике часть гигантских наледей в течение лета полностью не стаивает и остаётся на следующую зиму. Объём перелетков колеблется в пределах 5–25% и в среднем составляет 16% весенних запасов наледного льда. В южной геокриологической зоне установлена ярко выраженная зависимость активности наледных процессов от толщины снежного покрова: при увеличении толщины снега с 70 до 100 см объём наледей сокращается в три раза, а при толщине более 120 см наледи полностью исчезают.

3. Уменьшение объёма родниковых наледей в течение последних 50–60 лет согласуется

с другими фактами современной дегляциации криосферы. Материалы наблюдений в первом приближении подтверждают гипотезу о соответствии характеристик наледности криолитозоны определённым фазам климатических циклов А.В. Шнитникова с периодом 1850 лет и М. Миланковича продолжительностью 40 700 лет, что открывает возможности для ретроспективной оценки наледной формы оледенения на качественном уровне. Для получения количественных показателей динамики наледных явлений в разнопериодных циклах развития необходимо организовать режимные наблюдения на специальных наледных полигонах, а также выполнить серийные аэрокосмические съёмки наледей в репрезентативных районах Азии и Северной Америки. Программа долгосрочных исследований должна предусматривать комплекс работ по изучению механизма наледообразования и факторов льдоаккумуляции в различных типах мерзлотно-гидрогеологических структур и ландшафтно-климатических условий.

Литература

1. Алексеев В.Р. Наледи Саяно-Байкальского нагорья // Зап. Забайкальского филиала Геогр. об-ва СССР. 1976. Вып. 101. С. 22–87.
2. Алексеев В.Р. Криогенез и стадийность развития наледных участков речных долин // Региональный отклик окружающей среды на глобальные изменения в Северо-Восточной и Центральной Азии: Материалы Междунар. науч. конф. Иркутск, 17–21 сентября 2012 г. Иркутск: изд. Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. 2012. Т. 2. С. 4–6.
3. Алексеев В.Р. Наледность криолитозоны и прирост русловой сети // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 69–80.
4. Алексеев В.Р., Бояринцев Е.Л., Довбыш В.Н. Многолетняя динамика размеров Амангындинской наледи в условиях изменений климата // Соврем. проблемы стохастической гидрологии и регулирования стока: Тр. Всерос. науч. конф., посвященной памяти выдающегося ученого-гидролога А.В. Рождественского. Москва, 10–12 апреля 2012 г. М., 2012. С. 298–305.
5. Алексеев В.Р., Гладкий Ю.А., Устинова З.Г. Динамика наледи в долине р. Улахан-Леглиер (Южная Якутия) // Тепловой и водный режим некоторых районов Сибири. Л.: Наука, 1970. С. 108–111.
6. Алексеев В.Р., Горин В.В., Котов С.В. Наледи-тарыны Северной Чукотки // Лёд и Снег. 2011. № 4 (116). С. 85–93.
7. Алексеев В.Р., Фурман М.Ш. Наледи и сток. Новосибирск: Наука, 1976. 117 с.
8. Беркин Н.С. О наледях в горной области Прибайкалья // Материалы по мерзлотоведению Сибири и Дальнего Востока. Иркутск – М., 1964. С. 86–92.
9. Беркин Н.С., Малий В.А. Аккумуляция в наледях зимнего стока малых рек Прибайкалья и Восточного Саяна // Наледи Сибири. М.: Наука, 1969. С. 167–171.
10. Бойцов А.В. Особенности режима источников пресных вод Центральной Якутии в свете экологии транспортного строительства // Криолитозона и подземные воды Сибири. Ч. 2. Подземные воды и наледи. Якутск: изд. Ин-та мерзлотоведения СО РАН, 1996. С. 46–62.
11. Букаев Н.А. Основные закономерности режима гигантских наледей в верховьях р. Колымы (на примере Анмангындинской наледи) // Колыма. 1966. № 4. С. 9–21.
12. Гаврилова М.К. Температура наледи и подналедных грунтов в долине Улахан-Тарын // Экспериментальные исследования процессов теплообмена в мерзлых горных породах. М.: Наука, 1972. С. 114–118.
13. Горбунов А.П., Горбунова И.А. Наледи Поднебесья // Природа. 2012. № 3. С. 50–52.
14. Густокашина Н.Н. Многолетние изменения температуры воздуха в Предбайкалье // Изменение климата Центральной Азии: социально-экономические и экологические последствия. Материалы Междунар. симпозиума. Чита, 24 октября 2008 г. Чита, 2008. С. 5–8.
15. Завадский Ф.Р. Динамика формирования наледей на территории Южной Якутии // Наука и образование. 2013. № 2. С. 36–40.
16. Завадский Ф.Р., Железняк М.М. Динамика формирования гигантских наледей в бассейне р. Верхняя Нерюнгра в условиях работы крупного водозабора // Вест. Иркутского гос. техн. ун-та. 2013. № 6. С. 55–60.
17. Зонов Б.В., Шульгин М.Ф. Гидрология рек бассейна Братского водохранилища. М.: Наука, 1966. 168 с.
18. Каталог наледей зоны БАМ. Вып. 1. Наледи верхней части бассейна р. Чары. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 63 с.
19. Каталог наледей зоны БАМ. Вып. 2. Наледи бассейна р. Муи. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 84 с.
20. Каталог наледей зоны БАМ. Вып. 3. Наледи бассейна р. Верхней Ангары. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 96 с.

21. *Кравченко В.В.* Режим наледей в верховьях р. Уды (Восточный Саян) и их роль в формировании водных ресурсов // Наледи Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981. С. 145–156.
22. *Лебедев В.М., Инатыева А.И.* Анмангындинская наледь, её режим и роль в водном балансе речного бассейна // Тр. ДВНИГМИ. 1980. Вып. 84. С. 86–93.
23. *Поморцев О.А., Мынбаева Г.У., Ефремов В.С.* Влияние наледей на радиальный прирост сосен в Центральной Якутии // МГИ. 2007. Вып. 103. С. 47–57.
24. *Поморцев О.А., Кашкаров Е.П., Попов В.Ф.* Наледи: глобальное потепление климата и процессы наледообразования (ритмическая основа долгосрочного прогноза) // Вест. Якутского гос. ун-та. 2010. Т. 7. № 2. С. 40–48.
25. *Ревякин В.С.* Природные льды Алтае-Саянской горной области. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 288 с.
26. *Романовский Н.Н., Афанасенко В.Е., Корейша М.М.* Многолетняя динамика наледей подземных вод // Proc. of 3rd Intern. Conf. on Permafrost. Edmonton, 1978. Ottawa, 1978. V. 1. P. 212–218.
27. *Скачков Ю.Б.* Термическая устойчивость верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии при современном потеплении климата: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 2001. 22 с.
28. *Соколов Б.Л.* Наледи и речной сток. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 190 с.
29. *Троицкий Л.С., Ходаков В.Г.* О приледниковых наледях на Шпицбергене // МГИ. 1983. № 46. С. 149–151.
30. *Шепелев В.В.* Режим источника и наледи Мугур-Тарын в Центральной Якутии // Исследование наледей. Якутск: изд. Ин-та мерзлотоведения СО РАН, 1979. С. 87–97.
31. *Шепелев В.В.* Родниковые воды Якутии. Якутск: Книж. изд-во, 1987. 128 с.
32. *Шестернев Д.М., Верхотуров А.Г.* Наледи Забайкалья. Чита: изд. ИПРЭК СО РАН, 2006. 213 с.
33. *Шульгин М.Ф.* Типы и динамика наледей на Восточном Саяне // Проблемы регионального зимоведения. Чита: изд. Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР. 1968. Вып. 2. С. 95–96.
34. *Alekseev V.R., Bolgov M.V., Boyarintsev Ye.L., Serbov N.G.* Meteorological and climatic conditions of dynamics of the Anmangynda icing size // Cold and Mountain Region Hydrological Systems Under Climate Change: Towards Improved Projections. Proc. of H02, IAHS-IAPSO-IASPEI Assembly. Gothenburg, Sweden. July 2013 (IAHS Publ. 360). P. 148–154.
35. *Baranowski S.* Naled in front of some Spitsbergen glaciers // Journ. of Glaciology. 1982. V. 28. № 98. P. 211–214.
36. *Charles E. Sloan, Chester Zenone, and Lawrence R. Mayo.* Icings along the Trans-Alaska pipeline route. Geological survey professional paper 979. United States Government Printing Office. Washington, 1976. 31 p.
37. *Clark I., Lauriol B.* Aufeis of the Firth River basin, northern Yukon Canada: Insights into permafrost hydrogeology and karst // Arctic and Alpine Research. 1997. V. 29. № 29. P. 240–252.
38. *Ekkehard Schunke.* Schneeschmelzabfluss, Aufeis und fluviale Morphodynamik in periglazialen Flussgebieten Nw-Kanadas. Erdkunde, 1989. Bd. 4. P. 268–280.
39. *Froehlich W., Slupik J.* River icings and fluvial activity in extreme continental climate: Khangai Mountains, Mongolia // Proc. of 4th Canadian Permafrost Conference. Оттава. Онтарио, 1982. P. 203–211.
40. *Harden D., Barnes P., Reimnitz E.* Distribution and character of icings in northeastern Alaska. Geology; (United States). 03/1976. 12. Arctic. V. 30. № 1. P. 28–40.
41. *Hu X., Pollard W.* The hydrologic analysis and modeling of river icing growth, North Fork Pass, Yukon Territory, Canada: Permafrost and Periglacial Processes. 1997. V. 8. P. 279–294.
42. *Olszewski A.* Icings and geomorphological significance exemplified from Oscar II Land and Prins Karls Forland // Acta Universitatis Nicolai Copernici. Geographia XVI. Nauki Matematyczno-Przyrodnicze. 1982. Zeszyt 51. P. 91–122.
43. Tibetan Plateau glaciers in dramatic decline. – 21 Feb 2011. http://suprememastertv.com/ru/polar-glacial-ice-melt/?wr_id=2473
44. *Veillette J.* Icings and seepage in frozen glacio-fluvial deposits, District of Keewatin, NWT // Canadian Geotechnical Journ. 1971. V. 16. № 4. P. 789–798.
45. *Yoshikawa K., Hinzman L.D., Kane D.L.* Spring and aufeis (icing) hydrology in Brooks Range, Alaska // Journ. of Geophys. Research. 2007. V. 112. № 1: G04S43. doi:10.1029/2006JG000294.