

Подземные льды и наледы

УДК 551.328: 551.324

Влияние наледей на развитие русловой сети (наледный руслогенез)

© 2013 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

Статья принята к печати 8 июля 2013 г.

Криогенные явления, наледы, наледные процессы, наледный руслогенез, русловая сеть.
Channel icing genesis, channel network, cryogenic phenomena, icings, icing processes.

На месте образования крупных наледей подземных вод меняется эродирующее свойство сквозных водных потоков и резко активизируются криогенные процессы – подземное льдообразование, пучение грунтов, термоэрозия и термокарст. В результате русло реки разбивается на ряд мелководных рукавов, гидрографическая сеть приобретает продольно-сетчатый рисунок, дно долины расширяется и выполаживается. Рассмотрены особенности сезонного развития процессов и стадийность преобразования русловой сети и наледных участков речных долин в целом. Выделено пять типов гидрографической структуры наледных полей.

Постановка задачи. Исходная информация

Большое значение наледей в формировании рельефа речных долин отмечали многие исследователи криолитозоны уже с середины XIX в. [1, 2, 5, 7, 9–21]. Хорошо известна функциональная связь крупнодебитных источников подземных вод с так называемыми наледными полянами – относительно плоскими участками земной поверхности, безлесными, частично задернованными или полностью лишёнными почв и растительного покрова, с комплексом криогенных форм микро- и мезорельефа, а также специфическим гидротермическим режимом. На наледных полянах почти всегда можно встретить густую сеть рукавов и проток, образовавшихся в результате возникновения и разрушения наледного льда. Характерный плановый рисунок русловой сети в долинах наледных рек чётко выделяется на летних аэро- и космических снимках и отражается на крупномасштабных топографических картах. Его часто используют как индикационный признак водовыходящих таликов при инженерно-геологических и мерзлотно-гидрогеологических съёмках. Установлено, что количество и конфигурация водных потоков в зоне наледообразования меняются не только в многолетнем цикле развития, но и в течение одного сезона, что вызывает изменение морфодинамических характеристик и свойств всего ландшафтно-гидрологического комплекса. Механизм формирования, структура, эволюция русловой сети и налед-

ных полей изучены очень слабо, и настоящая статья частично восполняет этот пробел.

Автор ставил перед собой следующие задачи: 1) описать криогенные руслообразующие факторы и процессы на участках формирования и развития крупных наледей подземных вод; 2) вскрыть механизмы формирования и развития русловой сети на наледных участках речных долин; 3) типизировать русловую сеть наледных водотоков по морфоструктурным признакам. В основу статьи положены многолетние наблюдения автора во время экспедиционных исследований в Якутии, Забайкалье, Прибайкалье и Восточных Саянах, данные серийных наземных и авиационных съёмок на наледных полигонах «Нижний Ингамакит», «Чарские Пески», «Мурурин», «Эден» и др., а также материалы дистанционного зондирования с космических аппаратов, размещённые на сайтах информационно-поисковой системы «Google».

Сезонность руслообразующих процессов на наледных участках речных долин

В развитии руслообразующих процессов на наледных участках речных долин выявлена чётко выраженная сезонность событий.

Зимой водопроводящие каналы испытывают влияние трёх явлений: 1) стеснение водного потока в результате его промерзания до полного прекращения стока; 2) гидродинамическое воздействие дополни-

тельного водопритока (субаквальная разгрузка подземных вод, попуски из водохранилищ и др.); 3) статическое давление льда под внешними нагрузками (выпадение снега, резкое повышение атмосферного давления и др.). В осенне-зимний период, первые 2–3 месяца, ничего неординарного не происходит – развитие подлёдных деформаций и переотложение грунтов происходят по хорошо известным и детально описанным схемам [4]. При этом на одних участках реки по мере истощения стока речной лёд проседает или нависает над водным потоком, а на других – перекрывается небольшим слоем наледи речных вод, границы распространения которой лишь незначительно превышают уровень осенней межени. В зимне-весенний период (примерно с декабря или января) руслоформирующие процессы полностью прекращаются, однако начинают развиваться процессы, которые в дальнейшем будут доминировать во всем ходе трансформации русловой сети. В это время в руслах рек между промёрзшими перекатами образуются ледяные бугры пучения (рис. 1), из которых под большим давлением периодически изливаются застойные воды. На малых реках ледяные курганы, высотой до 3 м, с радиальными трещинами на их вершинах часто следуют друг за другом на протяжении многих километров. При полном промерзании водного потока к нижней поверхности ледяного покрова примерзают русловые отложения, которые воздымаются вместе со льдом в процессе дальнейшего промерзания замкнутой или полужамкнутой системы. Такие грунтово-ледяные бугры иногда взрываются и тогда из их недр извергаются потоки воды, грязи, крупные валуны и галька [6, 11].

Зимой наледные участки долин становятся ареной интенсивного движения грунтов практически по всей их ширине, а не только в пределах промерзающих русел рек. Дело в том, что послойное намораживание воды парагенетически связано с формированием пластовых и линзовидных залежей подземного льда (гидролакколитов) [2, 8]. Ежегодно под толщей наледей, в том числе и в лесных массивах, на глубине 0,3–0,8 м от поверхности земли образуются слои и линзы инъекционного льда, толщиной до 1 м, часто с включениями большого количества валунов и гальки. Площадь их распространения может занимать от 10 до 80% зрелых наледных полей. Механизм формирования такой сложной по строению ледогрунтовой структуры описан в работах [2, 3].

На месте формирования пластовых льдов перекрывающий их грунт вместе с наледным льдом поднимается на высоту 0,8–1,0 м, а в случае большого локального гидродинамического напора может воз-

дыматься даже на 4–5 м выше своего прежнего местоположения. Отметим, что подобные вертикальные движения происходят на некотором удалении от оснований горных склонов и террас, в результате чего поверхность дна долины к весне оказывается пирамидально выпуклой, осложнённой буграми и грядами гидролакколитов. Таким образом, в зоне активного наледообразования к началу снеготаяния в речной долине образуется приподнятая ледогрунтовая плита (вместе с вмёрзшими деревьями и кустарниками), толщиной от 1 до 3,5 м. Эта эфемерная криогенная структура простирается во всю ширину долины и встаёт на пути движения паводковых вод, что во многом определяет развитие дальнейших гидрологических процессов.

Весной речной поток выходит на широкое ледяное поле и расплывается, теряя свою скорость. Часто он концентрируется по контакту наледи с береговыми склонами, проникает под лёд (рис. 2, а). Со временем вода вырабатывает несколько ледяных русел, которые быстро углубляются; потоки разрезают ледяную толщу на несколько крупных блоков (см. рис. 2, б) и начинают интенсивно эродировать наледное ложе. Активное переотложение грунтов происходит не только на участках открытых водных потоков, но и подо льдом. Поскольку ледяные каналы закладываются из года в год в разных местах, участки с эрозионными процессами смещаются относительно друг друга и таким образом механическое воздействие водных потоков распространяется на всё дно долины. В итоге растительный покров в неповреждённом виде сохраняется лишь на возвышенных частях рельефа, представляющих собой небольшие вытянутые вдоль берегов островки и гряды с обрывистыми, осыпающимися склонами.

В период снеготаяния речные воды часто подпруживаются ледяными массивами, интенсивно размывают береговые отложения и переносят их в нижнюю часть наледных полей или откладывают в ледяных тоннелях. Иногда большое количество наносов концентрируется на поверхности льда, и тогда ледяная толща переходит в погребённое состояние. Нередко вода проникает под сезонно-мёрзлый слой грунта и начинает вымывать подстилающие талые отложения – в результате берега начинают катастрофически быстро отступать. Суффозионно-эрозионный процесс сопровождается образованием характерных трещин оседания и массовым обрушением мёрзлых блоков с лежащими на них пластами наледного льда.

Летом препарированные ледяные глыбы и крупные массивы льда бронируют местность от воздей-

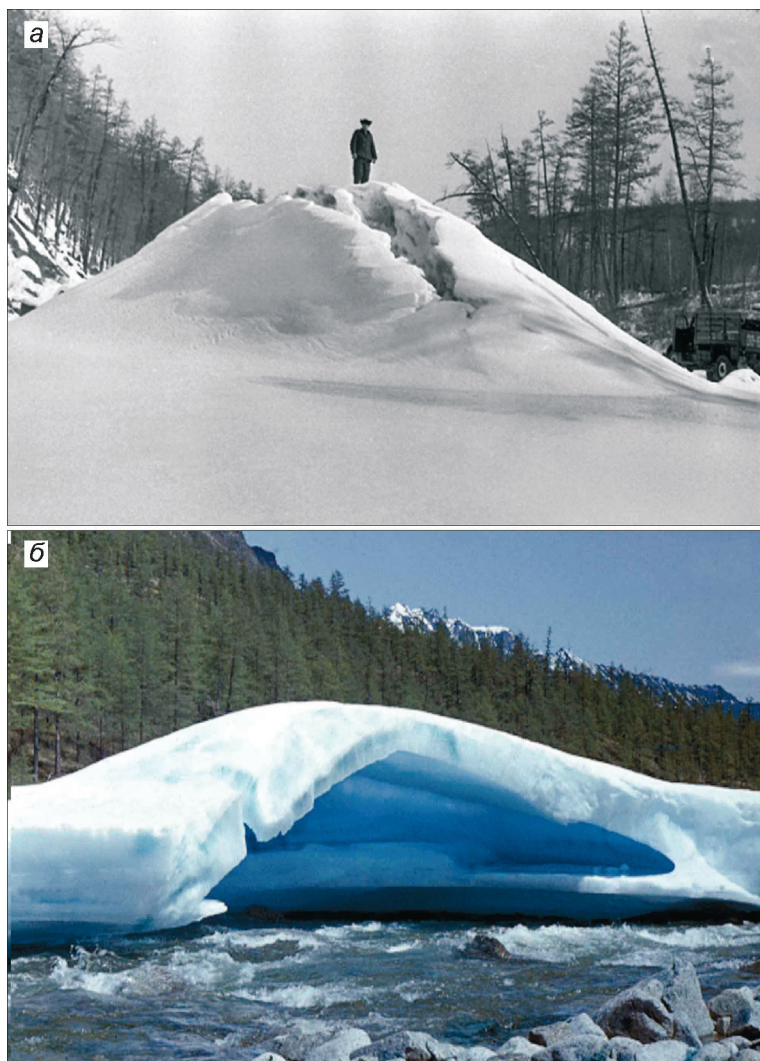


Рис. 1. Ледяные бугры пучения в руслах наледных рек. Фото В.Р. Алексеева.

a – зимой (р. Оюмрак в Южной Якутии); *б* – летом (р. Средний Сакукан в Северном Забайкалье)

Fig. 1. Glacial frost mounds in channels of icing rivers. Photo by V.R. Alexeyev.

a – in winter (the Oyumrak river in South Yakutia); *б* – in summer (the Srednii Sakutan river in Northern Transbaikalia)

ствия солнечной радиации и атмосферных осадков, препятствуют протаиванию аллювиальных отложений, а также регулируют направление водных потоков. Во время дождевых паводков происходят подвижки льда, а иногда – и настоящие ледоходы. Ледяные массивы разрушаются не только с верхних и боковых поверхностей, но и снизу, чему способствуют многочисленные подлёдные потоки воды. В процессе таяния значительные участки ледяных полей нависают над своим ложем или лежат на грунтово-ледяных опорах и выступах мёрзлых горных пород, при этом лёд часто прогибается, растрескивается и обрушивается. Звук, возникающий при оседании массивов льда, напоминает глухой орудийный выстрел, который слышен на расстоянии многих километров. Падающие своды ледяных тоннелей уплотняют грунт, придавливают стебли растений, ломают и расплющивают стволы деревьев и кустарников. Во время дождевых паводков блоки наледного льда,

прикреплённые к береговым склонам, подмываются и обрушаются, при этом вместе с ними увлекаются примёрзший с боков и снизу грунт, а также почвенно-растительный покров.

После отступления кромки наледного льда на пойме начинают вытаивать подземные льды. На их месте возникают термокарстовые провалы, борозды, канавы или серия одноуровневых термоэрозионных террас, высотой 0,5–0,8 м, разделённых руслами мигрирующих водотоков. При разрушении инъекционных льдов часто образуются «грибы», ножкой которых служит обтаявший ледяной пласт, а шляпкой – кусок дернины с живыми растениями. Кроме того, возникают озоподобные конусы, бугры и гряды, внутренняя часть которых сложена неслоистым прозрачным льдом. К осени они оседают и поверхность наледного ложа выравнивается. Вытаивание ледяных ядер или сводов бугров пучения приводит к образованию округлых кратероподобных углублений, об-

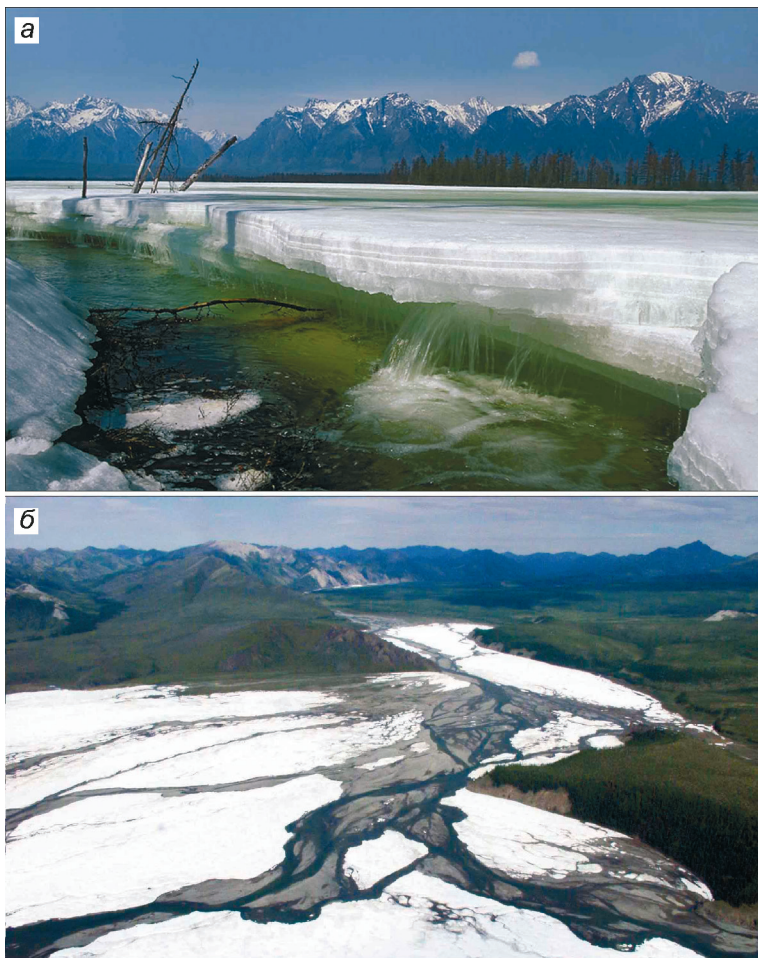


Рис. 2. Условия формирования русловой сети в долинах наледных рек:

a – в период весеннего снеготаяния, гигантская наледь подземных вод в долине р. Средний Сакукан в Северном Забайкалье (фото А. Леснянского); *б* – в начале лета, гигантская наледь в долине р. Булкут в Верхнеколымском районе Якутии (фото А. Мехеды)

Fig. 2. Formation conditions of the channel network in valleys of icing rivers:

a – at the period of spring snow thawing, a giant groundwater-produced icing in the valley of the Srednii Sukatan river in the north of Transbaikalia (photo by A. Lesnyansky); *b* – at the beginning of summer, a giant icing in the valley of the Bulkut river in the Verkhnekolymsky district of Yakutia (photo by A. Mekheda)

рамлённых хаотически сложенными валами грунта с включениями фрагментов почв, стволов деревьев, кустарников и обрывков дернины (рис. 3, *a*). Такие кратеры иногда превращаются в небольшие озёра и становятся постоянными очагами разгрузки подземных вод. Из них вытекают ручьи, которые закладывают и формируют продольные углубления-русла.

В долинах горных рек иногда можно встретить препарированные массивы погребённых наледей (см. рис. 3, *б*). Захоронение наледного льда происходит во время весенних паводков при прохождении селевых потоков в результате оползней и обвалов горных пород с прилегающих склонов. В результате разрушения погребённых наледей образуются термокарстовые провалы, гряды и плоские останцовые возвышенности, высотой до 1,5 м.

Осенью наледы сохраняются лишь в районах с очень коротким и холодным летом – в Арктике, в горах выше границы леса. Остатки наледей в это время года практически не влияют на развитие эрозионных процессов, поскольку сток невелик и происходит в уже сформировавшихся каналах. С наступ-

лением зимы такие наледы входят в состав «свежих» массивов и выполняют регулирующие функции в новом режиме. На остальной части наледных полян обстановка стабилизируется – завершается протаивание мёрзлых грунтов, уменьшается уровень воды в русловой сети, наледная поляна осушается и приобретает вид местности с посткриогенными явлениями. Характерные черты динамики русловой сети в течение тёплого периода года показаны на рис. 4.

Стадийность развития наледных участков речных долин

Как видим, в зоне активного наледообразования существенно изменяются микро- и мезорельеф, состав и свойства грунтов, растительности, водных потоков и других элементов ландшафта. Эти изменения могут быть связаны с глобальными циклами «потепление–похолодание», с региональными флуктуациями характеристик природной среды или с преобразованием структуры водно-теплового баланса земной поверхности под влиянием деятельности человека. Трансформация криогенных систем возмож-

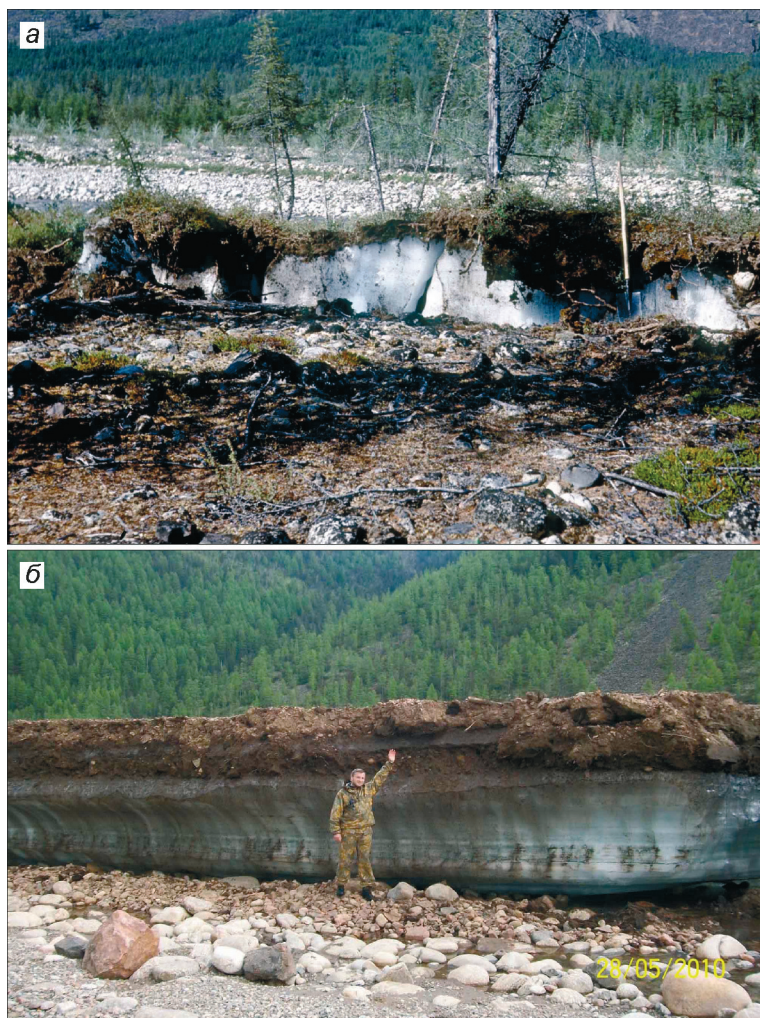


Рис. 3. Обнажения подземных льдов на наледных полях:

a – инъекционный лёд разрушенного бугра пучения на северо-востоке Якутии (фото Ю.А. Мурзина); *б* – погребённая наледь в долине р. Алгама в Южной Якутии (фото И. Карман)

Fig. 3. Outcrops of the ground ice on sites of annual appearance of icings.

a – injected ice of a decayed frost mound in the North-West of Yakutia (photo by Yu.A. Murzin); *b* – a buried icing in the valley of the Algama river in South Yakutia (photo by I. Karman)

на и в процессе их саморазвития в относительно стабильных гидроклиматических условиях. В любом случае долина преобразуется по характерной схеме, отражающей воздействие главнейшего фактора – многолетнюю и вековую изменчивость параметров ледяного (наледного) массива. Анализ имеющихся материалов позволяет выделить пять характерных стадий развития наледных участков долин.

Стадия I. Предгляциальная. Эта ступень развития характерна для большинства непромерзающих рек с постоянным стоком и понижающимся уровнем воды в течение всего холодного периода года. Ледяной покров криосистемы – двухъярусный (рис. 5): нижний горизонт h_3 состоит из кристаллического льда (80–85% общей толщины), верхний h_4 – из наледного льда (15–20%). Наледный лёд формируется в результате стеснения живого сечения потока h_2 при его частичном промерзании, а также в результате перегрузки льда выпавшим снежным покровом. Внешние границы льда не распространяются на

пойму, а лишь незначительно приподнимаются над уровнем осенней межени. Зимой, по мере истощения стока, ледяной покров оседает или прогибается. Процесс переотложения донных осадков под ледяным покровом – замедленный и не приводит к коренным изменениям ложа. Русловые отложения не мёрзлые. Береговые склоны и пойма промерзают на глубину 0,5–1 м. Ледоход и весенний паводок проходят в «нормальном» режиме, не затрагивая высокую пойму. Затопы льда случаются редко. Экзарационная деятельность льда – умеренная, чаще всего полностью затушёвывается летними дождевыми паводками и наводнениями.

Стадия II. Трансгрессивная. Отражает ситуацию на перемерзающих реках. Разрез ледяного покрова весной здесь трёхъярусный ($h_2 - h_5$). Кристаллический лёд на перекатах к середине зимы заполняет всё русло, достигая мощности $h_3 + h_2$, средний ярус h_4 состоит из намороженных речных вод, а верхний ярус h_5 образуется за счёт намерзания подрусловых

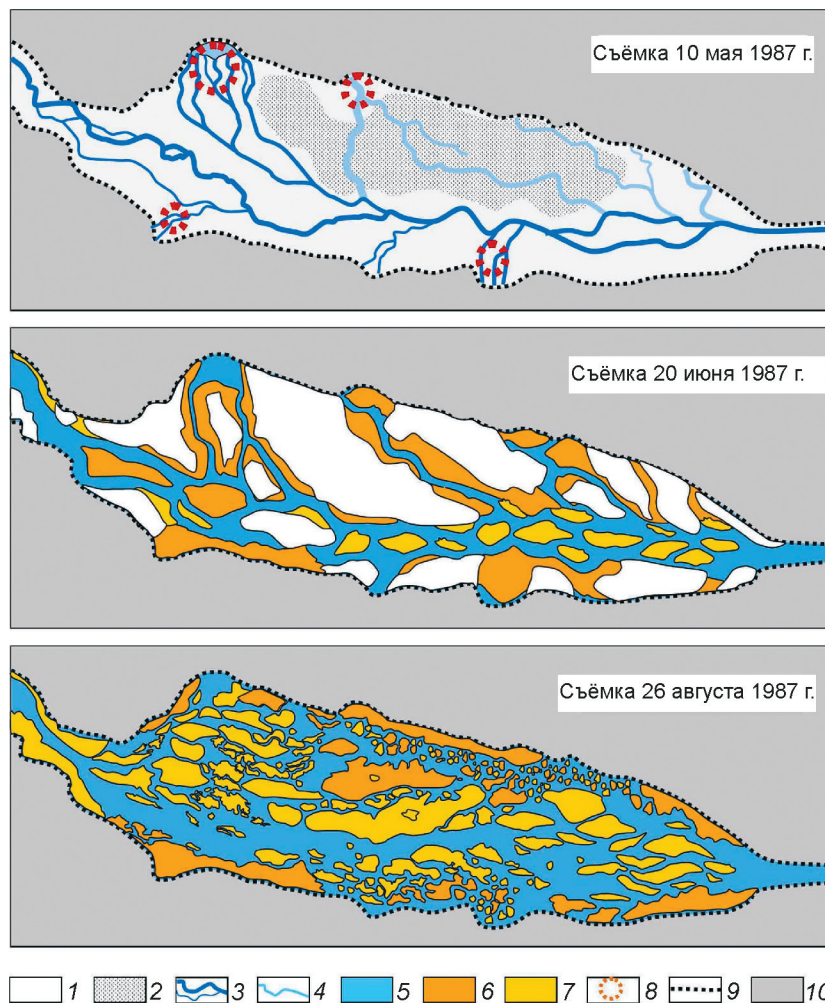


Рис. 4. Изменение конфигурации русловой сети в границах Большой Эденской наледи в Восточных Саянах по данным наземных съёмок 1987 г. (абсолютная высота 1800 м):

1 – наледь подмерзлотных подземных вод; 2 – наледное «болото» на поверхности ледяного покрова; 3 – русло р. Большой Эден в ледяных берегах в период снеготаяния; 4 – потоки талых вод на поверхности наледи; 5 – водный поток реки в период интенсивного разрушения наледи, инъекционных подземных льдов (20 июня) и после обильного летнего снегопада (26 августа); 6 – гравелисто-песчаные отложения с включениями крупных валунов, подстилаемые пластами инъекционного подземного льда (плоские останцовые возвышенности с обрывистыми склонами, высотой 0,5–0,8 м); 7 – русловые отложения без видимых признаков подземных льдов (гряды, косы, осередки); 8 – ледяные бугры пучения и фрагменты ледяных сводов; 9 – границы наледной поляны; 10 – склоны речной долины, сложенные делювиально-коллювиальными отложениями и покрытые горно-тундровой растительностью

Fig. 4. Variation in the channel network configuration within the boundaries of the Large Edenskaya Icing in Eastern Sayan according to ground based survey data from 1987 (absolute altitude 1800 m):

1 – an icing of subpermafrost groundwater; 2 – icing «bog» on the surface of the ice cover; 3 – channel of the Bolshoi Eden river within the ice banks at the snowmelt period; 4 – flows of melt waters on the surface of an icing; 5 – water flow of the river at the period of intense destruction of the icing and injected ground ice (20 June) and after abundant summer snowfall (26 August); 6 – gravelly-sandy deposits with the inclusion of large boulders underlain by sheets of injected ground ice (flat outliers with precipitous slopes 0.5–0.8 m in height); 7 – channel deposits with no visible signs of ground ice (ridges, spits, and mid-channel bars); 8 – glacial frost mounds, and fragments of ice vaults; 9 – boundaries of a site of annual appearance of an icing; 10 – slopes of the river valley composed of deluvial-colluvial deposits and covered with mountain-tundra vegetation

подземных вод, излившихся на поверхность льда при частичном промерзании аллювиальных отложений (горизонт h_1). При этом наледь подземных вод распространяется на всю пойму, а иногда выходит и за её пределы, но не достигает склона долины или отдалённого уступа надпойменной террасы. Обычно эта

часть ледяного покрова, толщиной 0,3–0,8 м, разрушается до начала весеннего половодья и существенно не влияет на руслоформирующие процессы. При мощности льда более 0,8–1,0 м растительный покров сначала трансформируется, а затем уничтожается (рис. 6, а). Сток реки сохраняется примерно до сере-

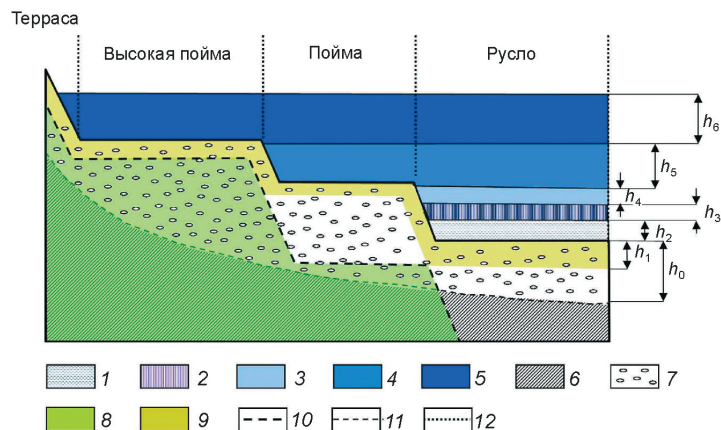


Рис. 5. Обобщённая схема условий криогенного преобразования русловой сети:

1 – подлёдный водный поток; 2 – кристаллический речной лёд; 3 – наледь речных вод и снежный лёд; 4 – наледь надмерзлотных пойменных и подрусовых подземных вод; 5 – наледь межмерзлотных подрусовых и подмерзлотных вод; 6 – коренные горные породы; 7 – аллювиальные отложения; 8 – многолетнемерзлые горные породы; 9 – слой сезонного промерзания и протаивания грунтов; границы: 10 – вечной мерзлоты, 11 – горных пород различного состава, 12 – элементов речной долины с различным ледотермическим режимом

Fig. 5. Generalized scheme of the cryogenic transformation conditions for the channel network:

1 – water flow under the ice; 2 – crystalline river ice; 3 – icing of river waters, and snow ice; 4 – icing of suprapermfrost floodplain and subchannel groundwaters; 5 – icing of intrapermafrost subchannel and subpermafrost waters; 6 – bedrocks; 7 – alluvial deposits; 8 – perennially frozen rocks; 9 – layer of seasonal freezing and thawing of earth materials; boundaries: 10 – permafrost, 11 – rocks of different composition, 12 – elements of the river valley with different ice-thermal regime

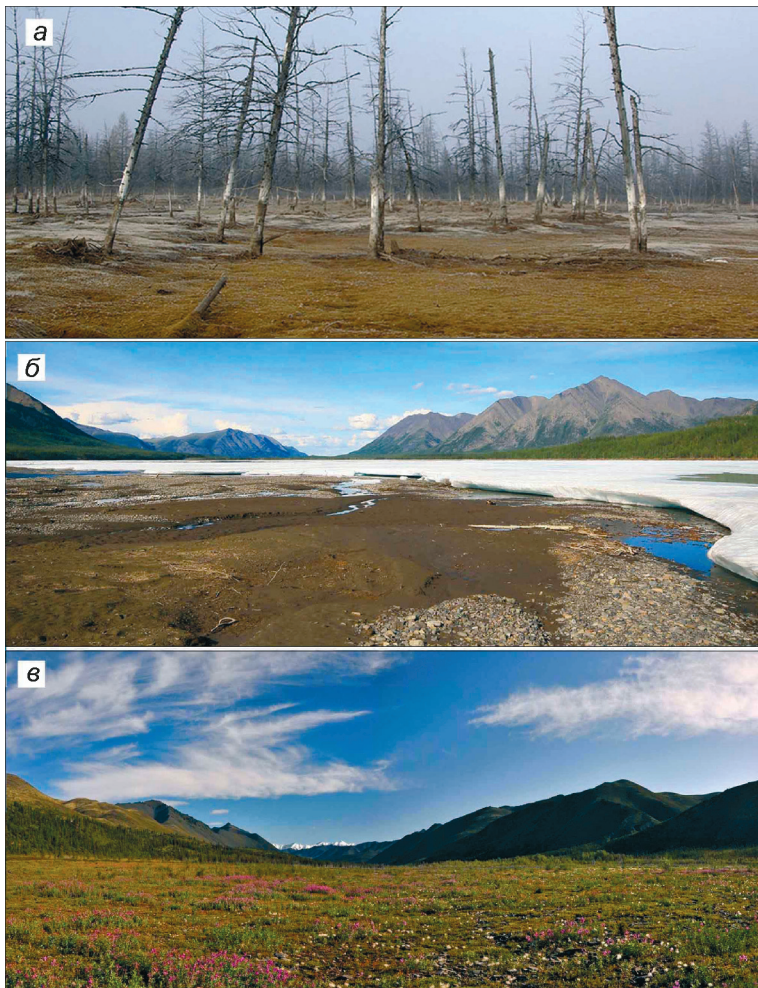


Рис. 6. Активные стадии развития наледных участков речных долин:

а – трансгрессивная (гибнут деревья, уничтожается растительный и почвенный покров; мощность льда фиксируется по отбеленным стволам деревьев; северо-западная Якутия (фото В. Солодухина); *б* – стабилизационная (растительный покров уничтожен, подстилающий грунт переотложен и уплотнён; русло р. Сунтар разбито на ряд мелких широких протоков; горы Сунтар-Хаята на северо-востоке Якутии (фото М. Местникова)); *в* – регрессивная (мощность льда уменьшилась или наледь полностью исчезла; восстанавливается почвенно-растительный покров; русло р. Борынджа собирается в один или несколько протоков в пониженной части долины; Момский хребет, северо-восточная Якутия (фото Сандро)

Fig. 6. Active development stages of icing areas of river valleys:

a – transgressive (death of trees, destruction of vegetation and grass cover; the ice thickness is recorded from bleached stems of trees; North-West Yakutia (photo by V. Solodukhin)); *б* – stabilizing (vegetation cover destroyed, underlying ground redeposited and compacted; the channel of the Suntar river in the north-east of Yakutia divides into a number of shallow broad distributaries; Suntar-Khayata Mountains in the north-east of Yakutia (photo by M. Mestnikov)); *в* – regressive; the ice decreased in thickness or the icing disappeared altogether; the soil-vegetation cover is recovering (the channel of the Boryndzha river is assembled into one or several distributaries in the lower part of the valley; Mомsky Range, North-East Yakutia (photo by Sandro)

дины зимы. К весне грунт повсеместно промерзает на глубину 1–1,5 м, поэтому ледяная толща оказывается прочно спаянной с подстилающими горными породами, а на пойменных участках долины — армированной в нижней части стволами деревьев, стеблями кустарниковых и травянистых растений.

Ледогрунтовый барраж под руслом реки — важнейший наледнеобразующий фактор. Именно благодаря ему водяные линзы, расположенные между перекатами, вздуваются при промерзании, а возникающие ледяные бугры пучения растрескиваются и взрываются. На пойме небольших рек процессы наледнеобразования сопровождаются формированием пластов инъекционного льда и ледогрунтовой брекчии. Весной талые снеговые воды вынуждены обходить ледяные курганы и распространяться во всю ширину дна долины, при этом на малых и средних реках их объёма недостаточно, чтобы всплыл ледяной покров. Этому препятствует также прочный контакт льда с подстилающими мёрзлыми грунтами. В результате на таких реках ледоход не формируется — лёд разрезается на отдельные фрагменты, которые постепенно разрушаются на месте своего образования, блокируя аллювиальные отложения от эрозионного воздействия водных потоков. Паводковые воды, проходящие по контакту ледяной толщи с мёрзлыми берегами, вызывают растрескивание и обрушение мёрзлой кровли, что приводит к отступанию берегового склона с образованием нового русла реки или ручья. Новое русло может быть заложено также вдоль ледовых каналов-траншей, возникших по системе случайных трещин и микропонижений, в том числе и поперёк долины. Таким образом, к началу лета русло и пойменная часть долины ежегодно претерпевают существенные изменения, влияющие на дальнейший ход руслообразующих процессов.

Стадия III. Стабилизационная. В эту стадию развития дно долины от борта до борта перекрывается наледным льдом, толщина которого к весне может достигать 3–5 м; речной кристаллический лёд здесь отсутствует, т.е. имеет место практически одноярусная ледяная толща (см. рис. 6, б). Вода намораживается в течение всего холодного периода года, при этом в отложениях наледного ложа формируются пласты и линзы вакуум-фильтрационного подземного льда, которые приподнимают кровлю горных пород вместе с наледью; образующиеся ледогрунтовые гряды и курганы округлой формы растрескиваются, иногда взрываются, а из трещин извергаются потоки воды или грязи. Процесс пучения подстилающих грунтов и льда охватывает от 30 до 70% наледных полей. Зона пучения смещается от года к году. Летом освободив-

шиеся от наледи слои грунта распадаются при вытаивании подземного льда, мелкие минеральные фракции переносятся многочисленными водными потоками в нижнюю часть поляны и далее за пределы зоны наледнеобразования. Рыхлые горные породы в эту стадию развития не только ежегодно «перетряхиваются», но и интенсивно промываются, что в итоге приводит к формированию специфической «наледной» фации аллювиальных отложений.

Преобразование наледного ложа продолжается до тех пор, пока не прекратятся подземное льдообразование и последующее эрозионно-термокарстовое переотложение осадков. С этого момента денудационные процессы постепенно затухают. Стабилизационная фаза может длиться очень долго — до тех пор, пока существенно не изменится режим наледнеобразования. В результате русло реки расплывается иногда во всю ширину долины, теряет определённые очертания, а ложе наледи приобретает вид каменной мостовой — компактно и плотно уложенные валуны утюгообразной формы плоской стороной повернуты вверх.

Стадия IV. Регрессивная. Уменьшение объёма наледи или полное прекращение её формирования сопровождается локализацией русла транзитного водного потока, которое постепенно углубляется и становится основной дренажной артерией наледной поляны. Протоки и рукава осушаются или превращаются в канавообразные озёрки с застойным водным режимом. Мелкозём, образовавшийся в процессе криогенного выветривания горных пород или принесённый талыми водами со склонов и верхних участков долины, заполняет микропонижения, промежутки между камнями, уплотняется и зарастает пионерными видами растений. Активируется процесс почвообразования, появляются мхи, луговая и кустарниковая растительность, грунты закрепляются корневой системой растений, становятся более устойчивыми к эрозионному воздействию талых наледных и дождевых вод (см. рис. 6, в). При этом происходит многолетнее промерзание наледного аллювия. Грунтово-фильтрационный талик сохраняется только под руслом главного речного потока. Задернованные участки территории вначале появляются на периферии наледных полей, где снег и лёд стаивают в первую очередь, а затем, по мере устойчивого сокращения площади сезонного оледенения, распространяются на всю ширину долины. В случае миграции наледей отдельные участки задернованной поляны могут вновь обнажаться, т.е. возвращаться в режим предшествующего периода. В последнюю фазу ре-

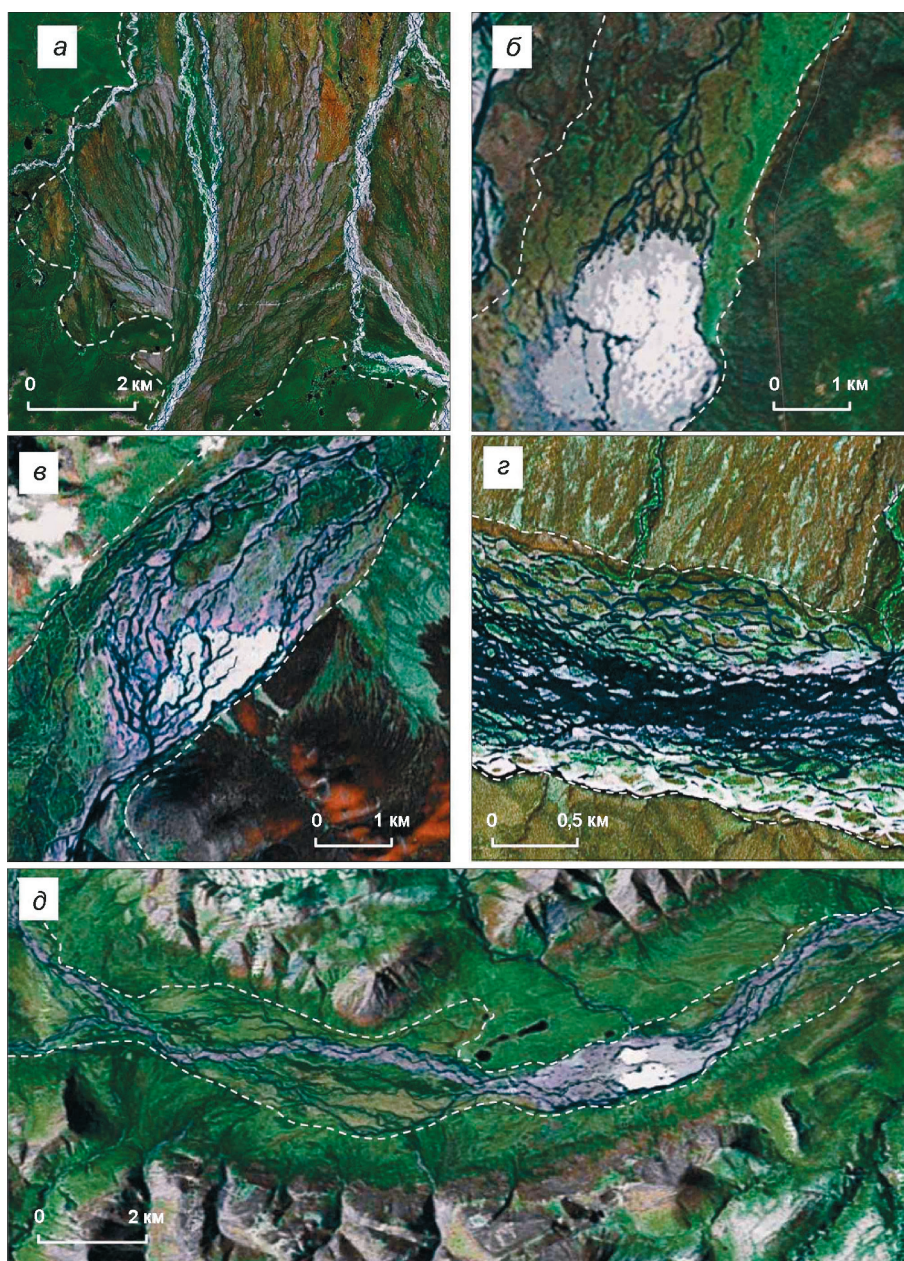


Рис. 7. Типы гидрографической сети на наледных участках долин Северо-Востока России:

a – веерная; *б* – конусовидная; *в* – древовидная; *г* – сетчатая; *д* – продольно-островная; пунктиром показаны внешние границы наледных полей

Fig. 7. Types of hydrographic network in icing areas of the valleys of Northeastern Russia:

a – fan-shaped; *б* – pyramidal; *в* – treelike; *г* – reticular; *д* – longitudinal-insular; dashes show the outer boundaries of the sites of annual appearance of icings

грессивного развития долины река собирается в одно русло и приобретает характерные черты смежных участков потока (верхнего и нижнего). Деградация наледообразования (уменьшение среднего многолетнего объёма наледи) обычно растягивается на многие десятки и даже сотни лет. Этот процесс прежде всего зависит от интенсивности и продолжительности изменения характеристик климата и соответствующей перестройки питающих наледи мерзлотно-гидрогеологических структур.

Стадия V. Постгляциальная. Начинается после того, как дно долины полностью и надолго освобождается ото льда, камешник покрывается слоем почвы и

на нём поселится растительность, характерная для не наледных участков долины. В это время ледотермический режим реки и конфигурация основного русла становятся практически идентичными режиму потока и морфологии канала стока в предгляциальную стадию развития долины. Однако зона прежнего наледообразования достаточно чётко выделяется по ряду характерных признаков – отсутствию низких террас, плоскому рельефу с характерными грядами и буграми, специфическому строению рыхлых отложений, возрасту, морфологии и физическим свойствам почв, распределению и флористическому составу растительного покрова.

Наледная структура русловой сети

Совокупность описанных здесь процессов приводит к тому, что с годами дно долины на наледных участках расширяется и выравнивается. Растительный покров полностью исчезает или трансформируется в зависимости от толщины наледного льда, а русловая сеть превращается в сложно ориентированную систему мелководных извилистых каналов, которые меняют свою конфигурацию по мере развития наледных явлений. Серии аэро- и космических снимков разных лет позволяют оценить динамику руслообразующих процессов в годовом и многолетнем циклах развития. Мы изучили космические снимки хорошо выраженных наледных долин в различных регионах Восточной Сибири и Северо-Востока России. Выделено пять типов структуры русловой сети: веерообразная, конусовидная, древовидная, сетчатая и продольно-островная.

Веерообразная структура представляет собой систему разбегающихся и постепенно исчезающих протоков, сухих русел и канав, разделённых останцами первичной поверхности с деформированным или полностью уничтоженным растительным покровом (рис. 7, а). Такие участки формируются в тех случаях, когда воды наледобразующих источников могут выходить на поверхность концентрированно, а затем свободно растекаться по уклону, создавая ледяной массив в виде лопасти. Их можно встретить: 1) в устьях боковых притоков малых и средних рек; 2) у выхода горных потоков на равнинные участки местности; 3) перед фронтальными уступами отступающих нешироких ледников (на зандровых поверхностях). Здесь русловая сеть закладывается преимущественно весной во время прохождения талых вод, которые не только разрезают ледяную толщу в разных направлениях, но и проникают под лёд, интенсивно эродировав ложе под ледяным покровом. Каналы стока чаще всего не соединяются друг с другом, прямолинейны, могут быть глубокими, с крутыми осыпающимися стенками. Фракционный состав отложений, как правило, крупнодисперсный.

Конусовидная структура русловой сети обычно соответствует нижним частям наледных полей. Эта часть зоны намораживания раньше всего освобождается ото льда. Каналы стока в летний период формируются за счёт талых наледных вод, широким фронтом растекающихся вдоль отступающего ледяного массива (см. рис. 7, б). По мере удаления от наледи водоприёмные ложбины дробятся, а затем постепенно образуют единое русло. Они мелковод-

ны, имеют низкие (0,2–0,3 м) пологие склоны, сложены мелкодисперсным материалом.

Древовидная структура водных потоков характерна для верхних участков зрелых наледных полей любой модификации и местоположения. Рисунок сети напоминает ветвящийся ствол дерева (см. рис. 7, в). Каналы стока формируются весной и в начале лета вдоль термоэрозийных щелей во льду, имеющих прихотливую конфигурацию. Глубина русел редко превышает 0,5 м, форма поперечного сечения – трапециевидная или округлая. Межрусловое пространство представляет собой обнажённые или задернованные вытянутые острова с плоской горизонтальной поверхностью. На периферийных частях наледной поляны русла водных потоков часто объединяются, принимая весь объём речных и талых наледных вод. В составе рыхлых разнодисперсных отложений и на поверхности наледной поляны присутствуют остатки древесины, растительная ветошь, гумусоподобный осадок и другой инородный материал, принесённый сюда с верхних частей долины во время весеннего паводка.

Сетчатая структура гидросистемы встречается преимущественно в центральных частях крупных наледных полей с мощностью льда 2,5–3 м и более. Обычно она обрамляет широкое мелководное русло основного потока (см. рис. 7, г). Наледное ложе здесь плоское, почти горизонтальное; каналы стока ограничивают большое число задернованных островков, сложенных валунно-галечными отложениями с гравийно-песчаным заполнителем. Стенки каналов, высотой 0,5–0,8 м, обрывистые, часто в них можно видеть пласты вытравивающего подземного льда. Русловая сеть формируется в середине лета в процессе термоэрозийного расчленения ледяного массива, а также после стаивания льда в результате термокарстовых явлений – провалов, оползней и осадок грунта. Сетчатая структура каналов стока может быстро трансформироваться, переходить в водопроводящую систему камешника, когда водный поток распластывается по всей ширине наледной поляны и быстро меняет свою конфигурацию в зависимости от объёма наледного льда, его местоположения и количества выпавших атмосферных осадков, т.е. от величины транзитного речного стока.

Продольно-островная структура речной сети формируется на наледных участках большой протяжённости с хорошо выработанным продольным профилем долины. Для неё характерны плоское, многократно переработанное криогенными и флювиальными процессами ложе, относительно однородный состав аллювия, достаточно хорошо выра-

женное основное русло, вдоль которого тянутся плоские останцовые гряды, ежегодно покрываемые наледным льдом пониженной мощности. Именно под основным руслом находится сквозной водовыводящий талик, который весной обеспечивает подтаивание ледяного массива снизу и формирование подледного канала с концентрированным транзитным стоком. На таких участках вытянутые острова и гряды часто тянутся вдоль бортов долины на многие километры (см. рис. 7, д).

Структура речной сети наледных полей меняется как в пространстве, так и во времени в зависимости от условий наледообразования, объёма намерзающих подземных и поверхностных вод, процессов разрушения льда и мёрзлых горных пород, транзитного стока воды и ряда других факторов. Обычно разные типы структур сопряжены друг с другом, но чёткие границы между ними отсутствуют. На любой крупной наледной поляне можно встретить элементы структур всех типов. В целом они образуют сложный рисунок, расшифровать который в целях идентификации динамических стадий и фаз развития криогенной системы далеко не просто — для этого необходима постановка специальных исследований. Есть основания полагать, что в перспективе будут найдены надёжные морфологические признаки и характеристики наледных ландшафтов, которые позволят расшифровывать динамическое состояние русловой сети, историю её развития и возможные пути трансформации в будущем.

Заключение

1. На формирование и развитие речной сети в криолитозоне значительное влияние оказывают наледи и наледные процессы. Наиболее широко оно проявляется в областях прерывистого и сплошного распространения вечной мерзлоты, где средняя толщина льда на реках колеблется в пределах 1–2,5 м, а основная часть ледяного покрова (90–95%) формируется за счёт послойного намораживания излившихся подземных вод. Интенсивность криогенного руслообразования носит ярко выраженный сезонный характер, зависящий от превышения наледного льда над урезом реки в осеннюю межень. Если лёд занимает поперечное сечение канала стока ниже уровня высокой поймы, то деформация русла происходит преимущественно вследствие термоэрозии и экзарации в период весеннего ледохода. Этот тип руслогенеза характерен для перемерзающих рек с постепенно уменьшающимся объёмом зимнего подземного

стока. В том случае, когда лёд распространяется выше уровня высокой поймы (на участках с восходящими, постоянно действующими источниками подземных вод), в долине реки формируется приподнятая многоярусная ледогрунтовая толща (плита), которая в тёплый период встаёт на пути движения талых и дождевых вод, меняет направление их движения и эрозионно-аккумулятивные свойства; в зоне наледообразования активно развиваются процессы термокарста, термоэрозии, суффозии, криогенной обработки и передислокации рыхлых отложений. В результате вблизи незамерзающих источников подземных вод возникают наледные поляны — расширенные и выровненные участки речной долины, лишённые древесной растительности, с характерным плоским рельефом и сетью ветвящихся мелководных протоков. Конфигурация русловой сети на наледных полянах зависит от объёма наледей, условий их формирования и темпов разрушения.

2. В многолетнем цикле развития наледных участков речных долин прослеживается характерная последовательность событий, обусловленная саморазвитием геосистем и их трансформацией под влиянием изменений климата и мерзлотно-геологической обстановки. В области распространения сплошной и прерывистой вечной мерзлоты выделяются пять стадий криогенного развития русловой сети: 1) предгляциальная, 2) трансгрессивная, 3) стабилизационная, 4) регрессивная и 5) постгляциальная. Каждой стадии соответствует определённый гляциогидрологический режим каналов стока, их форма, размеры и пространственное распределение. Наиболее развита структура русловой сети в третью и четвёртую стадии развития, когда русло транзитного потока разбивается на ряд мелководных рукавов, создающих сложный плановый рисунок местности. В зависимости от размеров наледей, водности реки, геолого-геоморфологических и мерзлотно-геологических условий формируются пять видов наледной структуры русловой сети: веерообразная, конусовидная, древовидная, сетчатая и продольно-островная.

3. Наледная структура русловой сети — характерная черта физиономического облика перигляциальных ландшафтов, свидетельствующая о чрезвычайно высокой активности криогенных процессов в локализованной зоне разгрузки бассейнов подземных вод. Она указывает на своеобразие водообменных циклов и специфику развития гляциогидросистем в криолитозоне. Это

также – надёжный индикатор проявления комплекса неблагоприятных природных явлений, от которых зависит хозяйственное и инженерное освоение местности. Исследование вопросов наледного руслогенеза – важная научно-практическая задача. Для её решения необходимы постановка долгосрочных режимных наблюдений и исследования на опорных наледных полигонах.

Литература

1. *Алексеев В.Р.* Наледи как фактор долинного морфолито-генеза // Региональная геоморфология Сибири. Иркутск, 1973. С. 89–134.
2. *Алексеев В.Р.* Парагенез наледей и подземных льдов // МГИ. 1989. Вып. 65. С. 81–86.
3. *Алексеев В.Р.* Ландшафтная индикация наледных явлений. Новосибирск: Наука, 2005. 364 с.
4. *Белоконь П.Н.* Инженерная гидравлика потока под ледяным покровом. М.-Л.: Госэнергоиздат, 1950. 160 с.
5. *Горбунов А.П., Ермолин Е.Д.* Рельефообразующая роль наледей Тянь-Шаня и Памира // Наледи Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981. С. 160–166.
6. *Дерпгольц В.Ф.* Вода во вселенной. Л.: Недра, 1971. 224 с. (О наледях – с. 123, 124).
7. *Колосов Д.М.* О наледных явлениях как геоморфологическом процессе // Проблемы физической географии: Т. VI. М.: Изд-во АН СССР, 1938. С. 125–134.
8. *Корейша М.М.* Формирование инъекционного льда в русловых отложениях наледных участков долин рек хр. Сунтар-Хаята // Материалы к науч.-техн. конф. Апрель, 1969. М.: изд. ПНИИИС, 1969. С. 121–123.
9. *Майдель Г.* Путешествие по Северо-Восточной части Якутской области в 1868–1870 гг.: Т. II. / Пер. с нем. В.Л. Бианки. СПб., 1896. 309 с. (О тарынах Якутской области – с. 1–30, 283–299).
10. *Миддендорф А.Ф.* Путешествие на Север и Восток Сибири. Ч. I. Север и Восток в естественно-историческом отношении. Отдел III. Климат Сибири. СПб., 1862. (Разделы: «Наледи и ледяные долины» – с. 414–428; «Географическое распространение ледяной почвы» – с. 466–477).
11. *Петров В.Г.* Наледи на Амуро-Якутской магистрали. Л.: Изд-во АН СССР и н.-и. автодорожного ин-та НКПС СССР, 1930. 177 с.
12. *Подъяконов С.А.* Наледи Восточной Сибири и причины их возникновения // Изв. РГО. 1903. Т. XXXIX. С. 305–337.
13. *Романовский Н.Н.* О геологической деятельности наледей // Мерзлотные исследования: Вып. XIII. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 66–89.
14. *Романовский Н.Н., Афанасенко В.Е., Корейша М.М.* Динамика и геологическая деятельность гигантских наледей Селеннянской тектонической впадины // Вестн. Моск. ун-та. Геология. 1973. № 6. С. 52–74.
15. *Фотиев С.М.* К вопросу о роли наледей в формировании морфологии наледных участков речных долин // Геокриологические условия Западной Сибири, Якутии и Чукотки. М.: Наука, 1964. С. 111–114.
16. *Чалов С.Р., Иванов В.В.* Формирование пойменной многоруканности в районах наледообразования // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей: Тр. VI конф. М.: изд. ИВП РАН, 2004. С.
17. *Швецов П.Ф., Седов В.П.* Гигантские наледы и подземные воды хребта Тас-Хаяхта. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1941. 81 с.
18. *French H.M.* The Periglacial Environment. London and New York: Ljngman, 1976. 309 p. (О наледях – с. 68, 69).
19. *Heldmann J.L., Pollard W.H., McKay C.P., Andersen D.T., Toon O.B.* Annual development cycle and associated perennial spring activity on Alex Heiberg Island, Canadian High Arctic // Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2005. V. 37. № 1. P. 127–135.
20. *Olszewski A.* Icings and geomorphological significance exemplified from Oscar II Land and Prins Karls Forland // Acta Universitatis Nicolai Copernici. Geographia. V. XVI. Nauki Matematyczno-Przyrodnicze. 1982. Zeszyt 51. P. 91–122.
21. *Romanovskij N.N.* Nalodzie jako zjawisko peryglacialne // Czasopisne. Geogr. 1974. T. 45. № 4. P. 473–484.

Summary

Formation and development of a river network in the permafrost zone is heavily influenced by icings and icing processes. It is of the most widespread occurrence in regions of discontinuous and continuous permafrost where the mean thickness of the ice on rivers varies over the range 1–2.5 m, and most of the ice cover is formed by consecutive freezing of outcropping groundwater. The intensity of cryogenic channel formation in the permafrost zone has a clearly pronounced cyclic character that depends on the exceeding of the icing ice over the water edge of the river during the autumn low-water period. Five stages of cryogenic channel genesis are described: preglacial, transgressive, stabilizing, regressive, and postglacial. To each stage there corresponds a definite glaciological regime of the discharge channels, their shape, size, and spatial distribution. The channel network is in its maximum development during the third and fourth states when the channel of the allochthonous flow divides into a number of shallow branches producing a complicated plan pattern of the terrain. Mature sites of annual appearance of icings clearly show areas that are in different development stages, which bears witness to a broad range of variability in the channel icing genesis across space and time. According to the size of icings, the flow of the river and geologo-geomorphological and cryogenic-hydrological conditions, five kinds of icing structure of the channel network have been identified: fan-shaped, cone-shaped, treelike, reticular, and longitudinal-insular. The channel icing network is a characteristic indicator of the specific character of development of glaciological systems in the permafrost zone.