КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ
НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 1, с. 94–100 **http://www.izdatgeo.ru**

ПРОБЛЕМЫ КРИОСОФИИ

УДК 551.328(075.8); 551.345(075.8) DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-1(94-100)

ПОДЗЕМНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ЕВРАЗИИ: МАКРОСТРУКТУРА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

В.И. Соломатин

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; vi.solomatin@mail.ru

Дан анализ важнейших событий формирования и пространственно-временной эволюции подземного оледенения. Предложено понятие о криолитогенных формациях. Сформулирована новая концепция макроструктуры зоны синкриогенного льдообразования. Выполнен мерзлотно-фациальный анализ ледового комплекса. Выявлен механизм замещения и переотложения вмещающих пород растущими сингенетическими жилами льда. Сформулирован принцип подобия географического пространства и палеогеографического времени.

Пространственно-временная структура подземного оледенения, палеогеография, криолитогенные формации, сингенетические жилы, седиментогенез, ледовый комплекс, принцип подобия

UNDERGROUND GLACIATION OF EURASIA: MACROSTRUCTURE AND HISTORY OF DEVELOPMENT

V.I. Solomatin

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, 1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia; vi.solomatin@mail.ru

The paper analyzes the most important events of the underground glaciation's development and distribution, comprising the processes of its formation and spatial-temporal changes. The author has provided definition of cryolithogenic formations and formulated a new concept of the macrostructure of syncriogenic ice formation zone. A permafrost-facial analysis of the Ice Complex has revealed the mechanism for replacement and redeposition of the enclosing deposits by the growing syngenetic ice wedges. The principle of the similarity of geographical space and paleogeographic time is formulated.

The space-time structure of underground glaciation, paleogeography, cryolithogenic formations, syngenetic ice wedges, sedimentogenesis, Ice Complex, the similarity principle

ВВЕДЕНИЕ

Структура и география современной области подземного оледенения Евразии начали складываться с наступлением эпохи первого похолодания и опускания подошвы криосферы ниже земной поверхности, затем модифицировались последующими климатическими изменениями, а также геолого-геоморфологическими процессами и явлениями. Первичные формы и ареалы подземного оледенения возникали в высоких широтах и в высокогорье и по мере понижения температур распространялись на низменные территории и во все более низкие широты. В эпохи потепления деградация подземных льдов протекала в обратном порядке. Первичные многолетнемерзлые породы и подземные льды, возникавшие на начальных этапах формирования криолитозоны или при повторном промерзании после временного оттаивания пород в эпохи климатических потеплений, относятся к эпигенетическому типу. По мере похолодания климата нижняя граница многолетнемерзлых пород опускалась, а верхняя, в определенных литолого-фациальных и зонально-климатических условиях, поднималась за счет синкриогенеза накапливающихся осадков на мерзлом субстрате. Криоморфолитогенных критериев времени эпикриогенеза горных пород не существует. Возраст сингенетических льдов определяется по датировкам вмещающих пород. Методы структурно-генетического анализа составляют основу имманентных палеокриологических построений.

Редколлегия журнала приняла решение о публикации данной статьи в дискуссионном порядке, несмотря на то что мнение редколлегии не совпадает с мнением автора.

© В.И. Соломатин, 2018

ПРИНЦИПЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ИСТОРИИ ПОДЗЕМНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Итак, подземные льды, их генезис, строение, особенности залегания и распространения являются критерием палеокриологических реконструкций. Например, мощное сингенетическое жильное льдообразование при формировании ледового комплекса служит доказательством континентальности климатических условий и отсутствия наземных форм оледенения во время и на территории их развития. Погребенные остатки глетчерного льда, наоборот, являются неоспоримым доказательством при реконструкции оледенения территории. Е.М. Катасонов [*1965, 2009*] разработал основы мерзлотно-фациального анализа и реконструкции условий формирования многолетнемерзлых пород. Следы подземных льдов в протаявших породах могут оставаться в виде псевдоморфоз (грунтовых клиньев на месте вытаявших ледяных жил), в виде оскольчатых структур грунтов после вытаивания текстурообразующих шлиров льда или в виде криотурбаций (следов деформаций грунтов вследствие неравномерных напряжений и деформаций грунтов при промерзании–оттаивании). Деградация крупных скоплений подземных льдов (например, таких как льды ледового комплекса или пластовые залежи мощностью в десятки метров и протяженностью в сотни метров) не оставляет геологических следов вследствие полного разрушения сложения и текстуры породы при протаивании. Иногда сохраняются следы мерзлотного, полигонального рельефа, или булгунняхи, хотя в большинстве случаев последние плохо противостоят термоденудационным процессам. Косвенным аргументом для реконструкции истории развития подземного оледенения являются геолого-геоморфологические следы деятельности древних ледников. Подземные льды образуют нижнюю зону конжеляционного льдообразования в криосфере, тяготея к ее сектору с континентальным типом климата, тогда как глетчерные льды формируются в условиях влажного морского климата. Наземное оледенение в одном секторе криосферы сопровождается его подземным аналогом в другой ее части. Ареалы наземного и подземного льдообразования сопряжены (но не совпадают) во времени и в пространстве. Поэтому по следам ледниковой деятельности в геологических разрезах (моренные, флювиогляциальные и другие ледниковые образования), по геоморфологическим формам ледниковой эрозии и аккумуляции можно судить и об ареалах и формах распространения мерзлых пород и подземных льдов.

Время и палеогеографические условия формирования подземного оледенения могут меняться в широком диапазоне. Но существуют общие закономерности его формирования, которые и предлагается рассмотреть на основе палеогеографических представлений и анализа макромасштабных особенностей структуры подземного оледенения.

Палеогеографические особенности подземного оледенения складывались в значительной степени под влиянием климатических колебаний, чередования теплых и холодных циклов и менялись не только во времени, но и в пространстве, зонально и регионально, как это было показано ранее [*Соломатин, 1981, 1986, 2013*]. Климатические (следовательно, и производные от них – мерзлотные) условия того или другого района в периоды похолодания (или потепления) меняются аналогично смене зональных изменений при равенстве геолого-геоморфологических характеристик.

Другими словами, **климатически обусловленная направленность палеогеографических событий некоторой территории должна в общей схеме совпадать с динамикой его зональных изменений с учетом геолого-геоморфологических модуляций.**

Можно предположить, что принцип сопоставимости временной и зональной трансформации природных комплексов природной среды является универсальным географическим правилом. Современная широтная зональность природной среды иллюстрирует тенденции ее трансформации при климатических изменениях.

Сингенетические подземные льды имеют шанс сохраниться в мерзлом состоянии прежде всего в высокоширотных и высокогорных областях криолитозоны с устойчиво холодным типом климата, где отрицательные теплообороты в верхних горизонтах литосферы сохраняются даже в периоды климатических потеплений. Можно также утверждать априори, что наиболее древние мерзлые (и эпикриогенные, и синкриогенные) породы также тяготеют в своем распространении к высокоширотным и высокогорным областям криолитозоны с устойчиво холодным климатом. Более консервативны мерзлые породы и подземные льды в криофильных породах, способствующих сохранению мерзлоты, таких как торф и грунты тонкого гранулометрического состава, в отличие от более крупнодисперсных и менее теплоизолирующих пород.

Необходимо также напомнить, что деградация подземных льдов может быть связана не только с потеплением климата, но и с сугубо геоморфологическими причинами активизации деструктивных мерзлотных процессов: термокарста, термоэрозии, склоновых и др. Поэтому равнинные территории более благоприятны для консервации древних, в том числе залежеобразующих, льдов, чем территории с большой энергией рельефа.

Весь комплекс особенностей пространственной структуры области подземного оледенения (начиная от структуры льда, закономерностей его залегания и взаимоотношений с вмещающими отложениями и заканчивая спецификой географии, макростроения и взаимоотношений крупных образований подземного оледенения) сформировался в определенных условиях климатического похолодания и криолитогенеза и потому может быть использован для палеогеографических реконструкций.

Следует подчеркнуть, что указанные выше собственно криолитологические методы исследований истории развития подземного оледенения применяются в совокупности со всем спектром методов палеогеографии и четвертичной геологии.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОДЗЕМНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

С наступлением ледникового периода происходило опускание температурной зоны фазовых превращений воды и подошвы криосферы ниже дневной поверхности Земли. Имеющиеся данные о древних гляциально-криолитогенных эпохах [*Ершов, 2002*] и геологические свидетельства их возникновения (мореноподобные тиллиты), обнаруженные в толще горных пород, начиная с раннего протерозоя, мало что говорят о строении и распространении подземных льдов того времени.

Более информативны материалы о криолитозоне в среднем неоплейстоцене, когда происходила максимальная экспансия наземного оледенения в приатлантическом секторе Арктики и на островах Канадского арктического архипелага [*Величко, 1999*]. В южноевропейских и североафриканских районах следы криолитозоны встречены до высоты 1300–1500 м [*Баулин, Данилова, 1998*]. На северо-востоке европейской части России породы промерзали до глубины 400–600 м [*Оберман, 1981; Суходольский, 1982*], в низовьях Енисея в Западной Сибири – до 600–800 м [*Баулин, 1985*], а в горах Верхоянья – до 1500 м [*Некрасов, 1976*]. В настоящее время неизвестны сколько-нибудь заметные формы и объемы подземных льдов, уверенно датируемые старше среднего неоплейстоцена.

В начале позднего неоплейстоцена произошло значительное потепление, максимум которого пришелся на время 130–120 тыс. лет назад (т.л.н.) (морская изотопная стадия МИС 5е) [*Emiliani, 1971*]. Это событие стало причиной таяния подземных льдов на большей части территории криолитозоны, за исключением самых высокоширотных северо-восточных районов Евразии и арктических островов.

Похолодание и экспансия области подземного оледенения фиксируются в поздненеоплейстоценовую ледниковую эпоху [*Величко, 1999*]. Согласно последним разработкам [*Hughes et al., 2015*], ледниковый щит Западной Евразии достигал максимума 21 т.л.н. Среднегодовая температура воздуха опускалась на 5–6 °С ниже по сравнению с современной [*Emiliani, 1971*]. Можно предположить, что за пределами области покровного оледенения существовали условия для распространения многолетнемерзлых пород, в том числе сингенетических льдов.

В конце поздненеоплейстоценового периода развития подземного оледенения, в интервале 14–10 т.л.н., отмечаются нестабильная климатическая обстановка, кратковременные и резкие (на 2–4 °С) повышения и понижения температур на фоне общего направленного потепления климата. На рубеже неоплейстоцена–голоцена, по многим данным, в том числе результатам изотопно-кислородного анализа (так называемой изотопной сдвижке – скачкообразному изменению на 2–4 ‰ содержания тяжелых изотопов кислорода в жильном льду), фиксируется климатическое потепление [*Величко, 1999*]. Произошло сокращение площади криолитозоны, смещение к северу ее зональных рубежей, а также активизация термоденудационных процессов в низкотемпературной области мерзлоты. Большое значение для развития криолитозоны и подземного оледенения на северо-востоке Евразии придается климатическому оптимуму, датируемому временем 8–5 т.л.н. [*Величко, 1999*]. В ходе детальных исследований кернов гренландского льда обнаружено резкое увеличение содержания метана, которое связывают с потеплением и изменением растительности в Северном полушарии на рубеже неоплейстоцена–голоцена (11.6–11.5 т.л.н.) [*Orombelli et al., 2010*]. К этому же периоду приурочены значительное повышение уровня и трансгрессия моря. В позднеатлантическое время (около 5 т.л.н.) среднегодовая температура воздуха поднималась на 3–4 °С в Северной Якутии [*Orombelli et al., 2010*]. На северо-востоке европейской части России и на севере западносибирской криолитозоны предполагается региональное протаивание мерзлых пород с поверхности до глубины 50–150 м [*Баулин, 1985*]. Возможно, в это же время произошло термоабразионное и термокарстовое разрушение сильнольдистых пород на значительной части морей Лаптевых и Восточно-Сибирского и отступание береговой линии до ее современного положения. Многие данные подтверждают, что в неоплейстоцене суша, сложенная отложениями ледового комплекса, простиралась до внешней бровки шельфа [*Соловьев, 1981; Тумской, 2012*].

После климатического оптимума голоцена произошло понижение температуры воздуха. С этим связано продвижение границ подземного оледенения на юг на 2–5° широты. Во многих районах возобновился рост жильных льдов в торфяниках и синкриогенных отложениях. В настоящее

время наблюдаются разнонаправленные процессы развития подземного оледенения: наряду с синкриогенезом и жильным льдообразованием, в современных пойменных, озерно-болотных отложениях в высоких широтах продолжается деградация останцов ледового комплекса (едом).

КРИОЛИТОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

В **эпохи похолодания, начиная со среднего неоплейстоцена,** происходило образование самых выразительных, самых значительных по объему подземного льдообразования и самых палеогеографически значимых синкриолитогенных образований, сохранившихся до настоящего времени: а) ледового комплекса в секторе криолитозоны с резко континентальным климатом на северо-востоке Евразии, на Новосибирских островах и на Аляске; б) погребенных глетчерных льдов в умеренно континентальном секторе криолитозоны на северо-востоке европейской части России, на севере Западной Сибири, в северной части Новосибирских островов и в Канадской Арктике.

Каждый из названных феноменов подземного льдообразования имеет собственный ярко выраженный морфологический облик, набор генетических типов подземных льдов, свой спектр криолитогенных фаций вмещающих отложений и географическую приуроченность ареалов распространения.

Криоморфолитогенез ледового комплекса отличается только ему присущими чертами строения: колоссальным объемом жильного льдообразования в монотонных отложениях алевритового состава, местами опесчаненных и с примесью дресвы, с характерными деформациями слоев вмещающих отложений на контактах с ледяными жилами, с обильными включениями малоразложившихся растительных и фаунистических остатков так называемой мамонтовой фауны.

Для погребенных глетчерных льдов, напротив, характерно разнообразие криоморфолитогенеза льдов и вмещающих отложений. Пласты льда имеют самые разнообразные размеры, формы залегания и особенности строения – от массивного, относительно однородного, до очень сложного за счет разнообразных видов деформаций, а также большого количества включений, вплоть до крупных монолитов скальных пород. Пластовые залежи льдов располагаются дискретно, в виде крупных, но разрозненных тел. Границы последних на п-ове Ямал инструментально прослежены на километры по простиранию и десятки метров по разрезу. Грандиозные залежи погребенных глетчерных льдов обнаружены на Гыданском полуострове, в низовьях Енисея, на Новосибирских островах, на севере Канады и островах Канадского арктического архипелага. В южных районах их залежи встречаются реже, а размеры уменьшаются. Границы области распространения погребенных глетчерных льдов пока не могут быть строго очерчены, но известно, что, в отличие от ледового комплекса, они тяготеют к другим указанным выше высокоширотным регионам с более умеренным типом климата.

Подобные крупные и ярко выраженные криолитогенные комплексы, резко отличные от других, образования подземного оледенения с индивидуальными чертами криоморфолитогенеза, с характерным набором типов подземного льда и спецификой мерзлотно-фациального строения вмещающих отложений, имеющие собственные ареалы и географию распространения, предлагается называть криолитогенными формациями, или криоформациями.

Известны лишь немногие разрезы, в которых наблюдается совместное залегание и непосредственный контакт между рассматриваемыми криоформациями. В бассейне р. Сеяха (Мутная) на Ямале наблюдались мерзлые алевриты с крупными сингенетическими жильными льдами, слагающие 20-метровую аллювиальную террасу, врезанную в толщу останцов плакорной поверхности с мощными залежами погребенных глетчерных льдов [*Соломатин, Коняхин, 2004*]. В низовьях Енисея, где в береговых уступах вскрываются отложения с пластовыми льдами, И.Д. Стрелецкая с соавт. [*Стрелецкая и др., 2013*] описали в верхней части разреза редуцированный по мощности (7 м) едомоподобный горизонт суглинков с включением обломочного материала и сингенетическими жильными льдами. А.Ю. Деревягин с соавт. [*Чижов и др., 1997*] в разрезах оз. Лабаз (Северо-Сибирская низменность) обнаружили горизонт ледового комплекса, залегающий стратиграфически выше отложений с пластовыми льдами. На севере Новосибирских островов описан сокращенный по мощности разрез ледового комплекса, подстилаемый пластовыми льдами [*Анисимов и др., 2006*].

Необходимо подчеркнуть, что исследование контактов между указанными криоформациями, так же как закономерностей и причин пространственной локализации и мерзлотно-фациальных условий их развития, – важнейшая задача при реконструкции истории развития области синкриолитогенеза.

МЕРЗЛОТНО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА

К криолитогенной формации ледового комплекса (ФЛК) относят рельефообразующую толщу многолетнемерзлых пород мощностью 30–40 м, сложенную самыми крупными в криолитозоне сингенетическими жильными льдами, вмещаемыми алевритовыми отложениями со специфическим мерзлотно-фациальным строением. Жилы льда пронизывают толщу ледового ком-

плекса на всю глубину и внедряются нижними концами в подстилающие пески или базальные галечники, лежащие на кровле коренных пород (в предгорных районах приморских низменностей Якутии).

В ФЛК прежде всего следует отметить его уникальность, приуроченность только к определенным территориям и времени развития. Ни в каких других регионах, ни в любое иное время формирования подземного оледенения не зафиксировано аналогов такого криогенного морфолитогенеза. При этом в строении ФЛК наблюдается парадоксальное сочетание, казалось бы, несовместимых ландшафтно-фациальных условий осадконакопления и промерзания. Наиболее популярны в литературе представления о формировании ледового комплекса в условиях синкриолитогенеза отложений пойменного аллювия в исключительно суровых резко континентальных климатических условиях низменных равнин на северо-востоке Евразии и на Аляске [*Попов, 1959*]. Но в разрезах ФЛК отсутствуют необходимые для констративного аллювия [*Шанцер, 1966*] отложения русловых фаций. Мощные и непрерывные по вертикали жилы льда также противоречат периодическому перемыву накапливающихся отложений в результате меандрирования русел рек.

Рассмотрим характерные особенности строения ледяных жил и вмещающих отложений ледового комплекса. Самым ярким элементом их строения следует признать мощные жилы льда. Лед жил имеет вертикально ориентированную сланцеватую пузырчатую текстуру, возникшую в результате метаморфизации под влиянием многократных циклов сжатия–расширения. Во льду сохранились лишь отдельные небольшие фрагменты изначальных структур кристаллизации воды в морозобойных трещинах – элементарных жилок. Контракционный механизм формирования жильных льдов раскрыл П.А. Шумский [*1955*]. После бурной дискуссии о роли механизма фронтального роста В.И. Соломатин [*1969, 1986, 2013*] доказал, что лед элементарных жилок – единственный источник жильного льдообразования. Последующие циклы сжатия–расширения и деформаций смещения вмещающей породы вверх вдоль боковых контактов приводят к метаморфизации льда и возникновению сланцеватых пузырчатых текстур и слоев чистого льда по боковому контуру жил. Криолитогенное строение и состав ФЛК свидетельствуют: 1) об исключительно суровых и резко континентальных климатических условиях; 2) об избыточном количестве влаги для масштабного жильного и сегрегационного льдообразования. Объем жильного льдообразования позволяет допустить не разовое ежегодное, а многократное в течение каждого весеннего периода морозобойное растрескивание и наращивание жил вследствие частых и резких перепадов (например, суточных) температур приповерхностных горизонтов пород.

Разрез ФЛК состоит из серии сменяющих друг друга по вертикали идентичных пачек отложений мощностью до 2 м. Пачки сложены в разной степени деформированными слоями отложений, насыщенных сегрегационным льдом. Контакт между пачками резкий и несогласный: подошва перекрывающей пачки срезает деформированные слои подстилающей серии по ровному горизонтальному контакту. В основании каждой пачки прослои осадков и сегрегационного льда залегают горизонтально. Кверху на контакте с жилами они все более сильно отгибаются, вплоть до вертикального положения к верхнему контакту пачки. На уровне горизонтальных прослоев вмещающих пород контакты жил осложнены “плечиками” – внедряющимися в породу клинообразными выступами жильного льда с горизонтальным верхним контактом и наклонным параллельно прилегающим деформированным слоям породы – нижним. Вверх от расширенной части жилы происходит ее сужение (“талия”). В верхней части каждой пачки отогнутые слои грунта и льда образуют ванну, заполненную сильно оторфованным грунтом. Подчеркнем, что описываемые отложения насыщены сегрегационным льдом, часто занимающим до 50 % объема. Строение грунтовых и ледяных прослоев свидетельствует, что они сначала занимали горизонтальное положение, а затем были деформированы растущими жилами. Если мысленно выпрямить слои, их концы в пачках по обе стороны жилы не сомкнутся – значит, некоторая их средняя часть выдавливалась растущей жилой на поверхность. Загадка в строении толщи ФЛК состоит в том, что срезание пачек вмещающих отложений ясно указывает на периодические перерывы в осадконакоплении и частичный размыв поверхности. При этом на контакте между пачками отсутствуют русловые фации, а рост ледяных жил, как уже отмечалось, продолжается непрерывно, несмотря на динамику осадконакопления.

Итак, осадконакопление вмещающих лед пород происходило: а) в водоемах без участия руслового аллювия; б) в водоемах, достаточно мелких, чтобы под ними не возникал термокарст, сохранялись верхушки ледяных жил и были условия для синкриогенного промерзания ежегодно накапливающихся на дне осадков и объемного сегрегационного и жильного льдообразования; в) водоемы осушались в начале теплого сезона, чтобы стал возможным бурный расцвет тундростепных биоценозов и кормовой базы для обильной мамонтовой фауны; г) ежегодное поступление осадков было ритмичным, но на определенных этапах гидрологический режим резко менялся, происходил частичный размыв отложений предыдущей серии,

и на них с размывом, но без следов русловых фаций, ложились прослои новой серии осадков. Следовательно, формирование каждой пачки осадков начиналось с размыва и выравнивания поверхности полигонов, вероятно, при периодическом увеличении водостока и оплавлении кровли мерзлоты на незначительную глубину, так что протаивание не достигало верхушки ледяных жил. Этому этапу отвечают горизонтально залегающие прослои в нижней части пачек. Отсутствие следов русловых фаций остается загадкой. В качестве рабочей версии можно предположить, что размыв поверхности полигонально-валиковой тундры происходил ранней бурной весной, и водный поток формировался за счет снеготаяния, поэтому вода была чистой, не содержала взвесей и лишь переотлагала продукты смыва самых приповерхностных оттаявших к этому ранневесеннему времени слоев, выравнивая поверхность тундры, но не эродируя верхушек жил. Вероятно, ежегодное осадконакопление продолжалось, а ледяная жила в силу увеличившейся обводненности поверхности отставала в росте по вертикали, продолжая интенсивно расширяться. На некотором этапе ускоренный гипсометрический подъем поверхности за счет роста ледяных жил до уровня весеннего подъема воды останавливает осадконакопление, происходят частичное осушение поверхности, понижение температуры грунтов и активизация роста жилы вверх. Растущая жила выдавливает породу над своим верхним контактом и деформирует слои вмещающей породы на контакте, амплитуда деформации последовательно возрастает по мере роста жилы вверх и вширь. Таким образом, растут валики и возникают прогнутые центры полигонов с накоплением оторфованных линз. Циклы расширения жил и преимущественного прорастания вверх повторяются вновь и вновь в гармонии с циклами формирования вмещающих отложений.

Растущие жилы льда замещают и выдавливают на поверхность значительный объем породы, сопоставимый с размерами жил. Выдавленная порода повторно принимает участие в осадкообразовании. Происходит переотложение ранее накопленных отложений за счет развития сингенетического жильного льдообразования. Породообразующий эффект синкриогенного жильного льдообразования заключается не только в возникновении в мерзлой толще новой горной породы – льда, но и в замещении льдом соответствующего объема вмещающих отложений, их выдавливании и переотложении в условиях заливаемой полигонально-валиковой тундры. Объем выдавленной и переотложенной жилами породы увеличивается примерно в два раза за счет сегрегационного льдообразования. К этому добавляются растительные остатки, и в результате образуется слой вмещающих пород, соразмерный вертикальному приросту жил, а роль привнесенных извне осадков становится минимальной.

В предложенной схеме удается объяснить специфические черты строения отложений ФЛК: монотонность состава, ритмику и взаимосвязь темпов осадконакопления и роста ледяных жил, периодическое срезание и выравнивание поверхности осадконакопления, периоды замедления роста жил по вертикали и их преимущественного расширения, которые сменяются периодами ускоренного прорастания вверх и развития деформаций слоев грунта на их контактах.

Разумеется, остаются открытыми вопросы по гидрологическим и климатическим условиям развития комплекса, а также причинам уникального объема и форм жильного льдообразования ледового комплекса, его распространения и взаимоотношений с другими криолитогенными формациями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе кратко рассмотрены закономерности эволюции и пространственной дифференциации подземного оледенения. Распространение подземных льдов определяется литолого-фациальными и зональными условиями территории и временем их формирования. Сформулирован тезис о подобии эволюции географического пространства и палеогеографического времени. Сформулировано понятие о криолитогенной формации и выделены криолитогенные формации ледового комплекса и погребенных глетчерных льдов. Предложен сценарий синкриолитогенеза ледового комплекса, объясняющий его исключительные и парадоксальные мерзлотно-фациальные характеристики: уникальные формы и объемы жильного льдообразования и специфические условия накопления и промерзания вмещающих отложений. Разработана схема породообразующего эффекта жильного льдообразования.

Литература

Анисимов М.А., Тумской В.Е., Иванова В.В. Пластовые льды Новосибирских островов как реликт древнего оледенения // Материалы гляциол. исслед., 2006, вып. 101, с. 143–145.

Anisimov, M.A., Tumskoi, V.E., Ivanova, V.V., 2006. Tabular massive ice of the New Siberian islands as feature of relict glaciation. Materials of glaciological studies, Iss. 101, 143–145.

Баулин В.В. Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР. М., Недра, 1985, 220 с.

Baulin, V.V., 1985. Perennially Frozen Rocks of Oil and Gas Bearing Regions of the USSR. Nedra, Moscow, 220 pp. (in Russian)

Баулин В.В., Данилова Н.С. История криогенного развития Земли в кайнозое // Основы геокрилогии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1998, ч. 3, с. 97–121.

Baulin, V.V., Danilova, N.S., 1998. Cenozoic history of the Earth's cryogenic evolution, in: The Foundations of Geocryology. Moscow University Press, Moscow, Pt 3, pp. 97–121. (in Russian)

Величко А.А. Основные закономерности эволюции ландшафтов и климата в кайнозое. М., ГЕОС, 1999, 240 с.

Velichko, A.A., 1999. General features of landscape and climate evolution in the Cenozoic. GEOS, Moscow, 240 pp. (in Russian)

Ершов Э.Д. Общая геокриология. М., Изд-во Моск. ун-та, 2002, 438 с.

Ershov, E.D., 2002. General Geocryology. Moscow University Press, Moscow, 438 pp. (in Russian)

Катасонов Е.М. Мерзлотно-фациальные исследования многолетнемерзлых толщ и вопросы палеогеографии четвертичного периода Сибири // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., Наука, 1965, с. 286–294.

Katasonov, E.M., 1965. Perennially frozen facies investigations and some aspects of peleogeography of the Quaternary period of Siberia, in: Basic Problems in the study of the Quaternary Period. Nauka, Moscow, pp. 286–294. (in Russian)

Катасонов Е.М. Литология мерзлых четвертичных отложений (криолитология) Янской приморской низменности. М., ПНИИИС, 2009, 175 с.

Katasonov, E.M., 2009. Lithology in the perennially frozen Quaternary deposits (cryolithology) of the Yana lowland. PNIIIS, Moscow, 175 pp. (in Russian)

Некрасов И.А. Криолитозона северо-востока и юга Сибири и закономерности ее развития. Якутск, ИНМЕРО СО АН СССР, 1976, 245 с.

Nekrasov, I.A., 1976. Permafrost zone in the NE and southern Siberia and specific features of its development. INMERO SO AN SSSR, Yakutsk, 245 pp. (in Russian)

Оберман Н.Г. История формирования мерзлой зоны Тимано-Уральской области // История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов). М., Наука, 1981, с. 60–73.

Oberman, N.G., 1981. History of permafrost development in the Timan-Ural area, in: History of permafrost development in Eurasia as exemplified by its regions. Nauka, Moscow, pp. 60–73. (in Russian)

Попов А.И. Происхождение ледяных образований в грунтах и некоторые закономерности формирования мерзлых толщ // Материалы по общему мерзлотоведению. VII Межвед. совещание по мерзлотоведению. М., 1959, с. 146–151.

Popov, A.I., 1959. The origin of ice formations and some features of permafrost strata development, in: Materials on general permafrost studies. The VII interdepartmental meeting on permafrost studies. Moscow, pp. 146–151. (in Russian)

Соловьев В.А. Прогноз распространения реликтовой субаквальной мерзлой зоны (на примере восточно-арктических морей) // Криолитозона арктического шельфа. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1981, с. 28–38.

Soloviev, V.A., 1981. Prediction of the relict subaqual permafrost zone distribution (by the example East Arctic seas), in: Permafrost Zone of Arctic Shelf, IMZ SO AN SSSR, Yakutsk, pp. 28–38. (in Russian)

Соломатин В.И. Зонально-климатическая структура подземного оледенения // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 1981, № 2, с. 39–44.

Solomatin, V.I., 1981. Zonal-climatic structure of ground glaciation. Vestn. MGU, ser. 5. Geografia, No. 2, 39–44.

Соломатин В.И. Петрогенез подземных льдов. Новосибирск, Наука, 1986, 215 с.

Solomatin, V.I., 1986. Petrogenesis of Ground Ice. Nauka, Novosibirsk, 215 pp. (in Russian)

Соломатин В.И. Физика и география подземного оледенения. Новосибирск, Акад. изд-во "Гео", 2013, 346 с.

Solomatin, V.I., 2013. Physics and Geography of Underground Glaciation. Academic Publishing House "Geo", Novosibirsk, 346 pp. (in Russian)

Соломатин В.И., Коняхин М.А. Позднеплейстоценовая история криолитозоны севера Западной Сибири // География, общество, окружающая среда. М., ИД "Городец", 2004, т. 1, с. 283–294.

Solomatin, V.I., Konyakhin, M.A., 2004. Late Pleistocene history of permafrost zone development in northern West Siberia, in: Geografia, obshchestvo, okruzhayushchaya sreda (Geography, Society, and the Environment). Publishing House "Gorodets", Moscow, Vol. 1, pp. 283–294. (in Russian)

Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Аникина Н.Ю., Арсланов Х.А., Деревянко Л.Г., Пушина З.В. Геокриологическое строение четвертичных отложений берегов Западного Таймыра // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 3, с. 17–26.

Streletskaya, I.D., Gusev, E.A., Vasiliev, A.A., Oblogov, G.E., Anikina, N.Yu., Arslanov, Kh.A., Derevyanko, L.G., Pushina, Z.V., 2013. Geocryological structure of Quaternary coastal deposits of Western Taimyr. Earth's Cryosphere XVII (3), 17–26.

Суходольский С.Е. Парагенез подземных вод и многолетнемерзлых пород. М., Наука, 1982, 150 с.

Sukhodolskii, S.E., 1982. Paragenesis of ground waters and permafrost deposits. Nauka, Moscow, 150 pp. (in Russian)

Тумской В.Е. Особенности криогенеза отложений Северной Якутии в среднем неоплейстоцене–голоцене // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 1, с. 12–21.

Tumskoi, V.E., 2012. Peculiar features of cryogenesis of middle Pleistocene–Neoholocene deposits in northern Yakutia. Earth's Cryosphere XVI (1), 12–21.

Чижов А.Б., Деревягин А.Ю., Симонов Е.Ф., Хуббертен Х.-В., Зигерт К. Изотопный состав подземных льдов района оз. Лабаз (Таймыр) // Криосфера Земли, 1997, т. I, № 3, с. 79–84.

Chizhov, A.B., Dereviagin, A.Yu., Simonov, E.F., Hubberten, H.-W., Siegert, Ch., 1997. The isotopic composition of ground ice in the Labaz Lake area. Earth's Cryosphere I (3), 79–84.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., Наука, 1966, 239 с.

Shantser, E.V., 1966. On the theory of genetic types of continental sedimentary formations. Nauka, Moscow, 239 pp. (in Russian)

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

Shumsky, P.A., 1955. The structural glaciology. Publishing house of the USSR Academy of Sciences, Moscow, 492 pp. (in Russian)

Emiliani, C. The amplitude of Pleistocene Climate cycles at low altitudes and the isotopic composition of glacial ice // Late Cenozoic Glacial Ages / Ed. by K.K. Turekian. New Haven, CO, Yale University Press, 1971, p. 183–197.

Hughes, A.L.C., Gyllenkreutz, R., Lohne, O.S., Mangerud, J., Svendsen, J.I. The last Eurasian ice sheets – chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. Boreas, 2015. DOI: 10.1111/bor.12142.

Orombelli, G., Maggi, V., Delmonte, B. Quaternary stratigraphy and ice core // Quatern. Intern., 2010, vol. 219, p. 55–65.

Поступила в редакцию
19 ноября 2015 г.