

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ РАЗВИТИЯ ПОВТОРНОЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ
НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНЕ

Повторножильные льды являются одним из наиболее распространенных видов ледяных макровключений в многолетнемерзлых породах севера Западной Сибири. Наиболее широко они развиты в позднечетвертичных и голоценовых отложениях Ямальского и Гыдаевского полуостровов. В более ранних работах (Дубиков, 1966; Баулин и др., 1967; Баду, Трофимов, 1974; Трофимов и др., 1975; 1980; Васильчук, Баду, 1977; Баду, 1978; Васильчук, 1978) были описаны наиболее общие особенности распространения, строения и формирования повторножильных льдов на севере Западной Сибири. Однако специфика развития этого типа льдов в голоцене охарактеризована недостаточно полно.

Развитие жильных льдов в голоцене в различных районах севера Западной Сибири проходило дифференцировано. Это обуславливалось особенностями фациальной обстановки — преобладанием денудации или аккумуляции осадков на данном участке, составом формирующихся осадков, климатическими условиями района, приуроченностью участков развития жил к краевым или внутренним частям геоморфологических уровней, условиями дренирования территории и многими другими причинами. Однако первая из них — преобладание аккумуляции, стабильность положения поверхностей толщ пород или денудации отложений — играет главенствующую роль. В связи с этим все районы распространения повторножильных льдов целесообразно подразделить на два типа обстановок со специфическими особенностями роста ледяных жил в голоцене (или его какой-то части): 1) участки, в пределах которых в голоцене преобладали процессы аккумуляции и рост повторножильных льдов происходил в северной части криолитозоны сингенетическим путем, а в южных районах — и эпигенетическим способом; 2) участки, в пределах которых в голоцене поверхность толщ пород занимает стабильное положение или процессы денудации и рост жил льда происходил только эпигенетически. Первый из них включает огромные пространства пойм (речных и озерных), лайд моря и губ и первых морских, лагунно-морских (губских), озерных и надпойменных террас, а также обширные торфяные массивы,

сформировавшиеся в голоцене. Второй тип обстановок объединяет все более древние геоморфологические уровни.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПОВТОРНОЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ В ГОЛОЦЕНЕ НА УЧАСТКАХ ПРЕОБЛАДАНИЯ АККУМУЛЯЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ

Наиболее достоверная и интересная информация об особенностях развития повторножильных льдов в голоцене на участках преобладания процессов аккумуляции отложений применительно к северной части криолитозоны Западной Сибири получена при изучении разрезов пойм рек и лайд Карского моря, Обской и Гыданской губ., а для более южных районов – и при изучении разрезов торфяных массивов, сформировавшихся в голоцене на поверхности различных геоморфологических уровней.

Особенности развития сингенетических жильных льдов в голоцене в разрезах пойм и лайд

Проведенные исследования и опубликованные материалы (Баду, 1978; Баулин и др., 1967; Васильчук, Баду, 1977; Трофимов и др., 1975; 1980 и др.) свидетельствуют о большом разнообразии морфологических особенностей сингенетических повторножильных льдов в разрезе пойм и лайд. Это сыграло важную роль в реконструкции истории их формирования. Особенно большое значение при восстановлении условий и механизма повторножильного льдообразования играет анализ взаимоотношения жил льда с вмещающими породами, особенно в приконтактной зоне. Именно здесь фиксируются все изменения размеров и расположения ледяных жил. Изгибание слоев на контактах с ледяными жилами возникает, как известно, в результате увеличения объема жил (Попов, 1967; Соломатин, 1974; Романовский, 1977; и др.). При этом, как убедительно показано Н.Н.Романовским (1977) деформация слоистости в толщах, промерзающих эпигенетически, отличается рядом признаков от деформаций синкриогенных толщ. Для каждой стадии развития полигональножильных комплексов типичны свои характерные генетические признаки.

Учитывая изложенное, нам представляется целесообразным выделение и характеристика трех разновидностей голоценовых разрезов пойм и лайд с повторножильными льдами: а) разрезы с зарождающимися тонкими жилками начальной стадии роста; б)

разрезы с деформациями слоев отложений на контактах с жилами сложной конфигурации (часто многоярусными); в) разрезы с горизонтальнозалегающими слоями отложений на контакте с клиновидными жилами простого строения.

Разрезы с зарождающимися тонкими жилками начальной стадии роста. Морфологический облик полигональножилых структур, к которым приурочен этот тип льда, в плане варьирует от правильной квадратной сетки (на торфяниках и обширных лайдах) до концентрических окружностей, пронизанных лучами, сходящимися в центре (формируются на участках заросших термокарстовых озер) и кулисообразных структур (формируются на участках, заболоченных меандр и старичных озер).

Зарождающиеся жилки во фронтальном сечении имеют самую различную морфологию. Чаще всего жилки правильные клиновидные (особенно в однородных песках), однако нередко встречаются серповидные и извилистые жилки (мы говорим о жилах, возраст которых не превышает первых сотен лет). Ширина их в верхней части составляет 5–15 см, высота редко превышает 1–1,5 м. Зарождение таких жил на севере Ямала и Гыдана практически повсеместно происходит на стадии высокой поймы и лайды.

Морозобойному растрескиванию и связанному с ним зарождению полигональножилых льдов в этих фашиальных условиях благоприятствует уменьшение дисперсности отложений и мощности деятельного слоя, и, особенно появление растительного покрова, препятствующего иссушению участков (Розенбаум, 1973).

Установлено (Баулин и др., 1967; Трофимов и др., 1975; Васильчук, Баду, 1977), что современное зарождение повторно-жилых льдов на молодых поверхностях Ямала и Гыдана происходит в супесчано-суглинистых породах в районах, где среднегодовые температуры не выше -5° , в песчаных $-6 + 6,5^{\circ}$, в торфяниках $-2,5 + 3^{\circ}$. При этом в двухслойных средах, где с поверхности залегает даже небольшой по мощности слой торфа зарождение ледяных жил может происходить в более "теплых" грунтах; для них требуются значительно меньшие выбросы температур зимой, вызывающих морозобойное растрескивание. Так, мы наблюдали зарождающиеся ледяные жилы на высокой лайде в районе пос. Мыс Каменный в песчаных грунтах, перекрытых торфом, мощностью 0,2 м, где среднетодовая температура грунта была выше -4° .

Как известно, процесс современного формирования повторно-жильных льдов начинается с морозобоинного растрескивания мерзлых горных пород, заполнения трещин конжеляционным льдом в форме ледяных жилок (Попов, 1967; Романовский, 1977). Повторное растрескивание в последующие зимние сезоны приводит к расширению ледяных жилок и к образованию над их поверхностью зияющей трещины, которая в течение сезона оттаивания частично или полностью затекает. Многократное повторение процесса растрескивания и затекания трещин приводит к образованию понижения — канавки над поверхностью жилы. При этом подошва слоя сезонного протаивания над головой жилы образует также понижение, в котором скапливаются атмосферные, талые и паводковые воды. После промерзания и формирования на их месте ледяных жил в массиве устанавливается неоднородное тепловое состояние — летнее время температура в ледяных жилах ниже, чем на аналогичных глубинах во вмещающем и перекрывающем грунте. В результате в зоне контакта головы жилы с перекрывающими мерзлыми породами создаются температурный и влажностный градиенты, направленные к жиле сверху вниз, вызывающие миграцию к голове жилы рыхлосвязанной воды. Запасы последней пополняются из скопившейся в канавке над жилой свободной фильтрующейся воды. Толщина слоя мерзлой породы, через который мигрирует рыхлосвязанная вода, от сезона к сезону варьирует от 0 до 0,5–0,7 м.

Н.Н.Романовский (1977) считает, что основной рост сингенетических повторножильных льдов обеспечивается, наряду с осадконакоплением, сегрегационным льдообразованием у подошвы сезонноталого слоя, если его подошва длительное время совпадает с верхней поверхностью растущей жилы. Мы полагаем, что не только в этом случае, но и тогда, когда подошва сезонноталого слоя отделена от головы жилы небольшим по мощности слоем мерзлых пород происходит наращивание льда за счет миграции влаги через мерзлую "мембрану". Принципиальная возможность такой сравнительно интенсивной миграции в верхней части мерзлых пород убедительно доказана экспериментальными работами Э.Д.Ершова (1977) и режимными наблюдениями, приведенными О.Ю.Пармузиной (1978). Наши наблюдения показывают, что несовпадение подошвы сезонноталого слоя с поверхностью растущей жилы и наличие мерзлой породы между ними — достаточно часто наблюдается в условиях формирующегося мерзлого аллювия севера Западной Си-

бири. Обычно над головой жилы наблюдается один, редко два горизонтальных ледяных прослоя, разделяющиеся грунтом. Миграционный поток незамерзшей влаги через эту мерзлую зону к сильнее охлажденной голове жилы приводит к льдовыделению на поверхности последней. Это приводит к образованию на поверхности жилы шпиря льда со столбчатой структурой кристаллов. Примечательно, что эти шпиря часто не имеют продолжения во вмещающих мерзлых грунтах, что указывает на ведущую роль жилы в этом процессе, как тела с более низкими температурами (при фронтальном наращивании жилы только способом, предложенным Н.Н.Романовским шпиря обязательно должны иметь продолжение в мерзлых грунтах). Впоследствии сегрегационный лед со столбчатой текстурой частично "осваивается" морозобойными трещинами, обеспечивающими дополнительный прирост объема ледяной жилы. Практически получается, что сегрегационное льдовыделение над головой ледяной жилы происходит так же как и обрастание ее боковых контактов в летнее время (Розенбаум, 1977), когда в условиях высоких отрицательных температур перекрывающего и вмещающего жилу грунта рыхлосвязанная вода вымораживается лишь частично. Ранее В.И.Соломатин (1974) указывал на возможность миграции рыхлосвязанной влаги к боковым контактам в зимнее время.

Для сопоставления удельного соотношения льда, поступающего в тело ледяной жилы по морозобойным трещинам и в результате миграции воды сверху приведем данные по вероятности морозобойного растрескивания, полученные при исследовании зарождающейся жилки на пойме в низовьях р.Юрибея (рис. 1а). В разрезе поймы с поверхности до глубины 0,52 м вскрывается ритмично переслаивающаяся пачка тонких слоев (мощностью до 1-1,5 см) песка и торфа, отложившаяся в заключительную стадию аккумуляции аллювия. Каждый слой представлен снизу светло-серым песком, в середине коричневатого-желтым пылеватым песком, а сверху аллохтонным слаборастворившимся торфом. Всего в этой пачке насчитывается 32 таких слоя осадков. Ниже в разрезе наблюдается переслаивание прибрежно-морских оторфованных илов и суглинков (0,52-1,03 м). В интервале 1,03-1,67 м ил слабо оторфован.

На глубине 0,85 м под морозобойными трещинами вскрываются ледяные жилы (см. рис. 1а) прозрачного вертикальнослоистого льда. Ширина жил 8-10 см, состоят они из 10-11 элементарных килок. По-видимому, образование повторножильного льда на

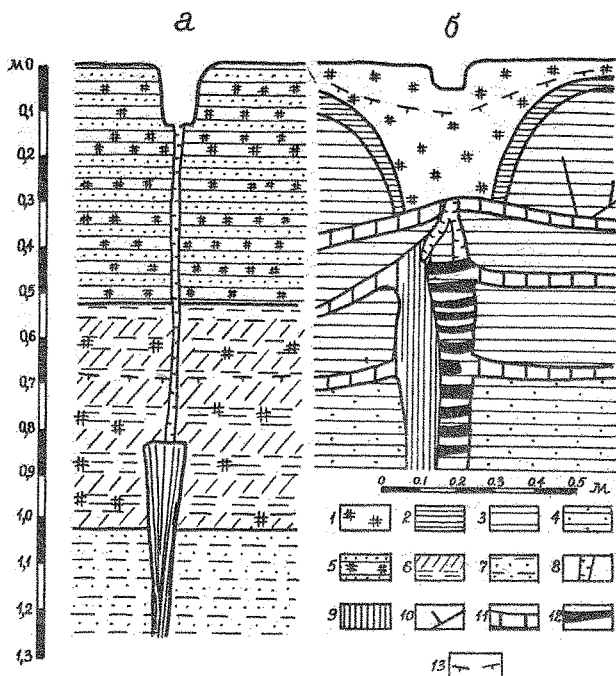


Рис. 1. Зарождающиеся сингенетические ледяные жилки простого и сложного строения и соотношения с вмещающими породами на поймах рек Юрибея (а) и Еряхи (б):

1 - торф; 2 - глина светло-коричневая; 3 - глина серая; 4 - глина серая опесчаненная; 5 - ритмичнослоистая пачка оторфованного песка; 6 - переслаивание ила и суглинка; 7 - ил опесчаненный; 8 - зияющая трещина; 9 - жильный лед; 10 - ледяные шпильки; 11 - кулисообразные шпильки сегрегационного льда; 12 - сегрегационный лед в грунтовой жиле; 13 - подшва слоя сезонного протаивания

рассматриваемом участке началось во время накопления ритмично-слоистого горизонта в условиях высокой поймы (в настоящее время на низкой пойме и лаиде в низовьях р.Юрибея следов растрескивания и жильного льда не обнаружено). Очевидно, что каждый из слоев верхней ритмичнослоистой пачки сформировался во вре-

мя паводков, которые заливают поверхность высокой поймы раз в 3-4 года, следовательно вся пачка сформировалась за 100-120 лет. Судя по числу элементарных жил в повторножильных льдах в низовьях реки они образовались за 10-11 циклов растрескивания, которое происходило не ежегодно. Первичное растрескивание произошло, исходя из возраста высокой поймы 100-120 лет назад. Отсюда образование элементарных жил происходит раз в 10-12 лет. Ориентировочный расчет площади фронтального сечения элементарной жилки проведен нами при следующих допущениях. Ширина морозобойных трещин в мерзлой зоне редко бывает больше 0,01 м, а в среднем составляет 0,002-0,004 м, проникновение морозобойных трещин в глубину редко превышает 2-3 м. Следовательно предельная высота элементарной жилки будет также не более 3 м. Максимальная площадь поперечного сечения такой жилки составляет 0,015 м (рассчитываем ее как площадь треугольника с основанием 0,01 м и высотой 3 м). Учитывая периодичность растрескиваний, можно утверждать, что ежегодный прирост площади поперечного сечения ледяных жил составляет 0,001-0,002 м².

Так же мы приближенно подсчитали прирост площади поперечного сечения жил за счет шпиров сегрегационного льда. Нами неоднократно отмечались прослой сегрегационного в верхней части ледяных жил, ненарушение морозобойным растрескиванием, мощностью до 0,1 м. Очевидно, что образование их произошло за период не более 10-12 лет¹. Простой расчет показывает, что при ширине жил более 0,3-0,5 м прирост льда за счет миграции влаги сверху будет больше, чем в результате накопления конгеляционного льда в контракционных трещинах (Васильчук, Серова, 1979). Расчеты эти следует считать приближенными, так как и периодичность морозобойного растрескивания и интенсивность миграции сверху — величины изменяющиеся во времени и в пространстве в зависимости от литологии, изменения теплопотока в верхней части грунтовой толщи, климатических флуктуаций и т.д.

Вероятно, в наращивании объема ледяных жил участвует и лед иного генезиса. Объяснение механизма его формирования не представляется пока возможным. Об этом свидетельствует морфология молодых повторножильных льдов, описанных на пойме, в низовьях р. Бряхи (Ямал). Жила вскрыта в глинистых отложениях,

¹ Иначе они были бы пронизаны хотя бы одной элементарной жилой.

перекрнутых с поверхности торфом, мощностью под поверхностью полигона 0,05 м, а под межполигональной канавкой, образующим грунтовую жилу, высотой 0,3 м (см. рис. 1б). Ширина жилы в верхней части 7–10 см, к ней с одной стороны причленяется ледогрунтовая жила, состоящая из тонких горизонтальных прослоев льда и сильнольдистой глины. По обе стороны от жил кулисообразно расходятся три шпиря льда мощностью до 3–4 см. Над верхним шпиром наблюдаются тонкие субвертикальные шпиря льда. Ледяная жила состоит из 10 элементарных жилок. Над ней в пределах мерзлой зоны отмечены две зияющие трещины, шириной до 3 см, которые в талой зоне к концу июля затекают. Сложный характер строения ледяной жилы и вмещающих ее пород говорит о ряде дополнительных криогенных факторов, осложняющих первичный контракционный механизм формирования жильного комплекса уже на первичной стадии его развития.

Разрезы с деформациями слоев отложений на контактах с жилами сложной конфигурации. Деформации слоев вмещающих отложений на контакте с голопеновыми повторножильными льдами встречаются на севере Западной Сибири достаточно часто. Наиболее характерным случаем является слабое загибание слоев пород вверх. Однако нередко слои деформированы очень сильно и залегают субвертикально. Они отмечены на поймах рек Монгатынтяхи, Танама, Тамбея и на лайдах Обской и Гыданской губ.

Анализ морфологического облика сложно построенных многоярусных жил льда изгибания слоев породы на контактах с ним дает более широкие возможности для интерпретации палеогеографической обстановки времени их формирования и генезиса жил, нежели анализ морфологии жил простого строения. Это убедительно показано в работах А.И.Попова (1967), В.И.Соломатина (1974), Б.И.Втюрина (1975), Н.Н.Романовского (1977). Существенно расширяют возможности интерпретации данные петрографического анализа, анализа состава воднорастворимых солей, спорово-пыльцевых спектров и т.д.

Сложный характер последовательного развития полигонально-жильного комплекса в голоцене выявлен при изучении жил сложного строения в разрезе поймы низовий р.Тамбея (северо-восточная часть п-ова Ямал). Обширный плоский участок поймы, расположенный в 15 км северо-восточнее пос.Тамбей, осложнен полигональ-

но-валиковым рельефом с размерами полигонов от 10 x 10 м до 30 x 40 м. Разрез верхней части толщи поймы следующий: песок русловой фации, залегающий ниже 2,25 м от поверхности, перекрыт слоистой пачкой песков фации приречной зоны поймы (мощность 0,3 м); выше залегает песок лагунно-морской фации, мощностью 1,6 м, перекрытые супесью пойменной фации (0,15 м); разрез венчает песок аллювиальный (0,1 м) и торф (0,1 м).

Песок, залегающий в основании разреза светло-серого цвета косослоистый среднезернистый с включениями мелких частичек угля и аллохтонного торфа (9,00-2,25 м). Криогенная текстура песка массивная, объемная льдистость 10-20%. Очевидно песок откладывался в начальную стадию аккумуляции аллювия. Приустьевое положение участка приводило к осолонению вод реки, что повлекло к отложению сравнительно сильно минерализованных русловых осадков. Содержание воднорастворимых солей в песке достигает 0,23%, преобладают ионы хлора и натрия ^I.

Спорово-пыльцевые спектры песка содержат большое количество пыльцы древесных пород (до 60%), с преобладанием кедра (до 30%) и ели (до 25-28%). Велико содержание пыльцы карликовой березки - до 30% (здесь и ниже содержание пыльцы отдельных компонент спектра приводится в процентах от общего количества). Это позволяет датировать время формирования русловой фации аллювия атлантическим периодом голоцена (8,5-5,0 тыс. лет назад).

В интервале 2,25-1,95 м отмечено 36 прослоев чередования песка пылеватого светло-серого оторфованного и песка охристо-желтого. Вся слоистая пачка характеризуется льдистостью, которая особенно велика в верхней части горизонта - до 60% объема. Криогенная текстура отложений среднешлировая среднеслоистая. Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о формировании слоистого горизонта в конце атлантического периода (5,0-4,5 тыс. лет назад). Здесь кульминирует содержание пыльцы древесных по-

^I Для сравнения приведем данные по составу воднорастворимых солей современных отложений Карского моря и Обской губы. Современные морские отложения вблизи о. Белый содержат 0,52% воднорастворимых солей, среди которых доминируют ионы хлора (0,25%), натрия (0,18%), сульфаты (0,05%) и карбонаты (0,005%). Водная вытяжка из донных отложений Обской губы у пос. Мыс Каменный фиксирует малое содержание воднорастворимых солей - не более 0,02% с преобладанием сульфатов - до 0,01% и несколько меньшим содержанием хлоридов и карбонатов (менее 0,003%).

род (до 70%), среди которых доминирует береза (38-42%), много пылицы ели (до 18%). Наличие в слоистых песках прослоев торфа и относительно небольшое содержание воднорастворимых солей — менее 0,1% свидетельствует о том, что они откладывались в приречной зоне поймы в условиях прирусловой отмели.

Выше залегает пачка аллювия, представленная в интервале I,96-0,35 м песком светло-серым мелкозернистым с прослоями аллохтонного торфа в интервалах I,68-I,72 и I,84-I,90 м. Ледистость горизонта велика — до 50%. Спорово-пыльцевой спектр песка характеризуется преобладанием пылицы кустарничков и трав (до 58%). Это позволяет определить спектр как суббореальный. Литологические особенности горизонта и высокое содержание воднорастворимых солей (до 0,22%), позволяют предполагать, что седиментация отложений происходила в заливе, образовавшемся в результате ингрессии вод губы в дельту Тамбыя. Это привело к значительному осолонению вод и повышению содержания воднорастворимых солей в осадках.

Выше 0,35-0,2 м прослежена супесь темно-коричневая сильно-оторфованная, фестонами и карманами заходящая в нижележащий песок. Венчают разрез прослой песка, светло-серого, оторфованного мощностью 0,1 м и торфа, мощностью 0,1 м. Супесь, оторфованный песок и нижняя часть торфа накопились, судя по спорово-пыльцевому комплексу в субатлантический период. Содержание пылицы древесных пород в них превышает 40-45%, преобладает кедр (до 40%). Характерно для субатлантического спектра и повышенное содержание пылицы карликовой березки (до 30%). Все это свидетельствует о повышенной континентальности климата субатлантического периода и о благоприятных условиях для морозобойного растрескивания и полигональножилого льдообразования (Васильчук, 1978).

Верхний горизонт торфа формировался в последние 0,9 тыс. лет. Спорово-пыльцевой спектр его близок с современному, преобладают кустарниковая и травянистая пыльца (более 40%), в основном представленная пылью осок и разнотравья.

В обнажении поймы прослежена система ледяных жил. Их количество достигает 5-6 на каждые 85-100 м. Морфологически выделяется два различных типа жил.

Жилы первого типа характеризуются резкими деформациями вмещающей породы на контактах (рис. 2 а, б). Они имеют различ-

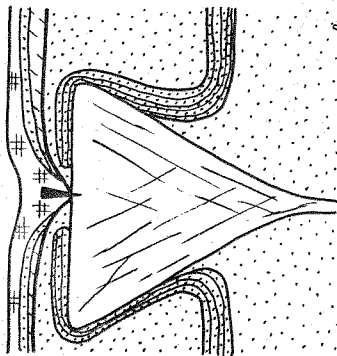
ную ширину в верхней части — от 0,34 до 2,5 м. Особенно отчетливо деформации прослеживаются по характеру горизонта слоистого песка, описанного выше в интервале 1,95–2,25 м. Этот горизонт вблизи жил уже на расстоянии 0,5–1,0 м изгибается вверх, около жилы принимая субвертикальное положение, а около крупных жил он языкообразно "вдавливается" под боковой контакт (см. рис. 2 а). На уровне головы жил наблюдается перегиб слоев в сторону осевого шва жилы. Они образуют два "козырька" над головой жил. Длина "козырьков" над жилами достигает 0,7–1,0 м. Отметим, что на глубине 2,0 м расстояние между вертикально расположенными по обе стороны от жил горизонтами в некоторых случаях составляет 0,2–0,3 м, а суммарная слоев, простирающихся вверх по обеим сторонам жил достигает 3,0–3,5 м. Если мысленно разогнуть слои, образуется перекрытие слоев на 2,8–3,3 м.

Из наиболее широкой жилы (см. рис. 2 а) было отобрано 15 образцов на спорово-пыльцевой и химический анализы. В количественном составе спектров пыли и спор наблюдается большая неоднородность. Содержание пыли древесных пород варьирует от 48 до 72%. Наблюдается и смена доминантов: при сравнительно низком содержании пыли древесных пород доминирует береза, при высоком — ель. Это свидетельствует о формировании жилы в течение второй половины голоцена практически непрерывно в различных ландшафтно-фациальных условиях. Невысокое содержание воднорастворимых солей (0,005–0,007%) и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый их состав указывают на преимущественно субаэральный режим формирования и преобладание в ее теле вод атмосферного происхождения.

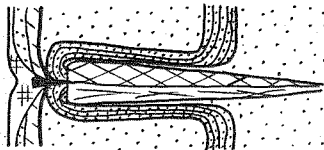
Строение узкой жилы (см. рис. 2 б) двучленное. В правой половине жилы лед прозрачный с обилием органического материала, в левой — молочно-белый, с отчетливо выраженной вертикальной слоистостью за счет элементарных жилок. Прозрачный лед характеризуется повышенным содержанием воднорастворимых солей (до 0,013%), гидрокарбонатно-хлоридного состава, с высоким, максимальным для всего комплекса, содержанием магния. Это позволяет сделать вывод о преимущественно субаэральном режиме формирования правой части жилы, а структурно-текстурные особенности льда — о значительном его метаморфизме, очевидно, обусловленном длительностью существования этой части льда (с конца атлантического периода). Молочно-белый лед в левой поло-

м 0 0,5 1,0 1,5 2,0 2,5 3,0

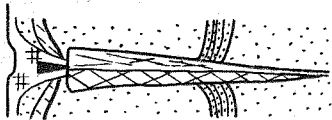
а



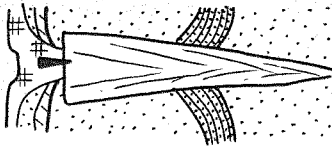
б



в



г



0 0,5 1,0 1,5 м



Рис. 2. Различный характер деформаций вмещающей породы на контакте с ледяными жилами. Верообразные изоглинные складки, образованные меркнрующим горизонтом слоистых оторфованных песков на участках развития широкой (а) и узкой (б) ледяных жил, зародившихся в конце атлантического периода и относительно небольшие деформации на контактах с узкой (в) и широкой (г) жилами, зародившимися в субатлантический период. Пойма в низовьях р. Тамбога: 1 - торф; 2 - песок неслоистый; 3 - супесь; 4 - слоистая песчаная пачка; 5 - лед; 6 - лед жильный белесоватый; 7 - жильный прозрачный.

вине отличается меньшим содержанием воднорастворимых солей (не более 0,008%), что, вероятнее всего указывает на преимущественно субаэральный режим формирования льда. Высокое содержание пыли древесных пород (62-70%) и ее качественный состав позволяет датировать время формирования этой части жилы концом субатлантического периода.

Жилы второго типа - без деформаций вмещающей породы на контакте, имеют меньшую ширину в верхней части: от 0,2-0,35 (рис. 2 в) до 0,7-0,8 м (рис. 2 г). В строении узкой ледяной жилы без деформаций вмещающих пород на контакте (см. рис. 2 в) наблюдается много общего с узкой жилой, описанной выше. Здесь так же наблюдаются две вертикальные зоны, сложенные различным по структуре и текстуре льдом. Однако, если молочно-белый лед с малым содержанием воднорастворимых солей (0,006-0,008%) обнаруживает полное сходство с вышеописанным, то прозрачный, более засоленный лед (0,014%) имеет вертикальнослоистую текстуру, элементарные жилы в нем можно выделить визуально. Это, вероятно, свидетельство меньшей длительности времени метаморфизации прозрачного льда этой жилы. Более широкий клин без деформации вмещающей породы на контакте (см. рис. 2 г) отличается малым содержанием воднорастворимых солей (48-68 мг/л), хлоридно-натриевым их составом, малым содержанием гидрокарбонатов. Можно предполагать, что формирование жилы шло преимущественно в субаэральном режиме в условиях высокой поймы. Различия в составе спорово-пыльцевых комплексов из жилы (содержание пыли древесных пород изменяется от 38 до 90% от общего состава пыли) свидетельствует о не-

прерывном росте жилы с момента ее формирования в конце субатлантического времени.

Было изучено еще около 10 жил в обнажении; кроме того было разбурено 3 жилы. Результаты их анализа обнаруживают те же закономерности, что и у вышеописанных жил; наиболее узкие жилы характеризуются наличием вертикальных зон прозрачного льда с повышенным содержанием воднорастворимых солей (до 0,03%); широкие жилы и слабометаморфизованные части узких жил содержат от 0,004 до 0,009% воднорастворимых солей.

Изложенный материал позволяет восстановить историю формирования полигонально-жильного льда комплекса пойменного массива долины Тамбея в голоцене в следующем виде. В атлантическое время (8,5–5,0 тыс. лет назад) сформировалась песчаная толща руслового аллювия, промерзавшая, очевидно, эпигенетически. Переход поверхности в пойменный режим развития в конце атлантического периода (5,0–4,5 тыс. лет назад) ознаменовался формированием слоистой пачки оторфованных пылеватых песков. Повышенные значения предзимней влажности песков, обусловленные ландшафтно-фациальной обстановкой, благоприятствовавшей сохранению влаги в летний период, способствовали формированию в них в процессе синкриолитогенеза шпировой криогенной текстуры на подошве деятельного слоя, мощность которого составляла 1,0–1,2 м. В дальнейшем в результате криогенного метаморфизма текстурная характеристика песков претерпела существенные изменения.

Повышенная льдистость верхнего горизонта отложений и малое количество снега на поверхности поймы, характерное для конца атлантического периода (Васильчук, Васильчук, 1979), предопределили интенсивное морозобойное растрескивание и зарождение ледяных жил (рис. 3 А). Часть жил развивалась более интенсивно (рис. 3 А, а) и достигла больших размеров в ширину к концу атлантического времени, что возможно определилось более поздним зарождением других (рис. 3 А, б). Формировавшийся в жилах лед, очевидно, характеризовался сравнительно высокой соленостью.

В суббореальный период (4,5–2,5 тыс. лет назад) эвстатическое повышение уровня моря привело к установлению суб-

аквального режима на рассматриваемом участке. В это время откладываются пылеватые пески, промерзание которых происходило в субатлантический период после частичного диагенеза. Это определило малые значения льдистости пылеватых песков.

Сравнительно высокое значение льдистости горизонта слоистых оторфованных песков объясняется, по-видимому, их промерзанием в суббореальный период в субаквальных условиях. Морозобойного растрескивания на участке не происходило, приrost жил был приостановлен, они оказались в законсервированном состоянии (рис. 3 Б).

В начале субатлантического времени (2,5-1,8 тыс. лет назад) уровень моря понизился. На поверхности массива вновь начинает накапливаться оторфованный песок. Накопление оторфованных песков вызвало уменьшение мощности деятельного слоя и промерзание верхней части подстилающих пылеватых песков. Оторфованный песок промерзал сингенетически с формированием характерной линзовидно-шпировой криогенной текстуры. В этот период происходит зарождение более молодой генерации повторножильных льдов (рис. 3 В, в, г). Внедрение дополнительных масс льда привело к увеличению напряженного состояния массива, что вызвало выжимание законсервированных в суббореальный период жил. Жилы, имевшие большие размеры, выжимались интенсивнее и через некоторое время оказались вблизи границы сезонного протаивания. Это благоприятствовало возникновению в них морозобойных трещин (рис. 3 В, а) и продолжению их роста^I.

По мере выжимания захороненных жил увеличивалась деформация перекрывающего их маркирующего слоистого песчаного горизонта. Размеры образовывавшихся складок коррелировались с приростом в массиве макро- и мезотекстурообразующего льда за время, прошедшее с конца атлантического периода, когда слои залега-ли горизонтально. Над более узкими захороненными жилами, ко-

I

Мы не исключаем также возможность роста широких жил в суббореальный период, хотя, по-видимому, приrost был менее интенсивный. Лед, накапливавшийся в субаквальных условиях в суббореальный период, был более засоленным, однако количество его было небольшим. Доля такого льда в строении широких жил невелика, общий фон здесь формирует "пресный" лед, образовавшийся в субаэральной обстановке. Логично предполагать, что растрескивание широких жил имело нелокализованный характер, поэтому в них не сохранилось ненарушенных участков с первичной повышенной соленостью.

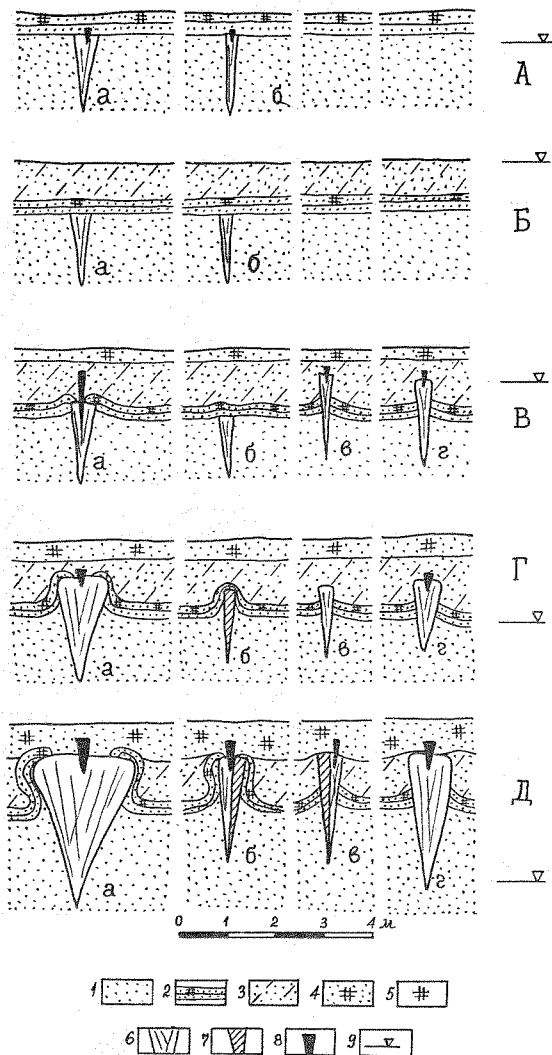


Рис. 3. Принципиальная схема последовательности развития полигонально-ригельного комплекса пойменного массива в низовьях р. Тамбея в голоцене:

А - конец атлантического периода; Б - суббореальный период; В - первая половина субатлантического периода; Г - вто-

торые выжимались менее интенсивно, складки были меньше, они имели округлый практически ненарушенный, не разбитый трещинами замок. У широких растущих, ранее захороненных жил, замок складки в апикальной части был, наоборот, разорван морозобойными трещинами. Оценочный прирост льдистости в верхнем 3-х метровом слое массива за первую половину субатлантического периода составил 8-10% (3-5% за счет прироста мезотекстурообразующего льда и 5% за счет повторножильного льда).

Вторая половина субатлантического периода (I, 8-0,9 тыс. лет назад) характеризовалась некоторым затуханием интенсивности морозобойного растрескивания, что было вызвано ослаблением степени континентальности климата (Васильчук, Серова, 1979), а возможно и незначительным повышением уровня моря, с которым связано отложение прослая песка в интервале 0,1-0,2 м. Это привело к временному прекращению роста наиболее узких жил (рис. 3 Г, б, в). Продолжался лишь прирост жил средней (в том числе современных широких жил) ширины (рис. 3 Г, а, г) - модальных (по Е.Е.Подборному, 1978). Это привело к метаморфизму льда узких жил, что выразилось в изменении морфологии и габитуса кристаллов, выжимании автогенных и ксеногенных газовых включений, формировании катакластических текстур. Метаморфизм льда происходил также в растущих жилах, однако постоянное внедрение новых элементарных жилок, имеющее нелокализованный характер, затушевало результаты метаморфизма.

В заключительный - современный период (последние 0,9 тыс. лет) своего формирования полигональножильный комплекс вновь испытал интенсивный прирост. Одной из причин этого было установление стабильного субаэрального состояния поймы и активное торфонакопление. Очевидно, увеличился индекс континентальности климата, несколько понизились среднегодовые температуры грунта. Это вызвало активизацию морозобойного растрескивания, привело к более глубокому проникновению трещин, в результате чего произошло "оживление" законсервированных ранее узких жил.

рая половина субатлантического периода; Д - современный этап; 1 - песок среднезернистый; 2 - маркирующий горизонт слоистых оторфованных песков; 3 - песок пылеватый мелкозернистый; 4 - торф опесчаненный; 5 - торф; 6 - жильный лед молочно-белый, слабометаморфизованный; 7 - жильный лед прозрачный сильнометаморфизованный; 8 - лед жильного роста; 9 - уровень моря и реки

Очевидно, морозобойное растрескивание в них происходило по одному из боковых контактов, где сцепление льда с породой оказалось меньше, чем внутри метаморфизованного льда жил¹. Это привело к образованию вертикально ориентированных зон (шириной 0,2-0,3 м) молочно-белого льда в узких жилах (см. рис. 3 Д, б, в). Увеличение объема жильного льда привело к интенсивному выжиманию вверх как широких, так и узких жил. При этом более древняя из них (см. рис. 3 Д, б), возникшая в атлантический период во время формирования слоистых оторфованных песков (головы жил располагались ниже горизонта песков на величину слоя сезонного протаивания), выжимаясь вверх, "толкала" шарнир облегающий складки. Это привело к уравниванию высоты складок у древней узкой жилы со складками у наиболее широкой жилы. Изогнутость слоев у контактов с жилами, возникших позднее, увеличилась незначительно.

В заключительный период произошло также зарождение наиболее узких (до 0,1 м шириной, 0,8-1,0 м высотой) из описанных в массиве жил.

Исследование сложно построенного полигональножильного комплекса в низовьях р. Тамбея выявило, что зарождение ледяных жил происходило в различные этапы формирования верхней пачки отложений, развитие жил также шло неравномерно. Это привело к образованию ледяных клиньев разного табитуса и морфологии, на контактах с которыми вмещающие породы деформировались в разной степени. Наиболее интенсивный прирост жил во второй половине голоцена отмечался: а) в конце атлантического периода (5,0-4,5 тыс. лет назад); б) в первой половине субатлантического (2,5-1,8 тыс. лет назад) и в) в современный период (последние 0,9 тыс. лет).

Аналогичные деформации вмещающих отложений на контакте с ледяными жилами отмечены нами на лайде Гнданской губы в 1,2 км севернее устья р. Монтаталянги. Здесь повторножильные льды (нами описано более 20 жил, все они имеют ряд общих черт, на которых мы, в основном, опирались в своих выводах) достигают в верхней части ширины 2,5 м (рис. 4). Они залегают в отложениях высокой лайды, представленных в верхней час-

¹ Трещины вдоль бокового контакта узких формирующихся жил мы неоднократно наблюдали на поймах и лайдах Ямала и Гндана. Один из участков в районе пос. Тадибейяха описан нами ранее (Васильчук, 1978).

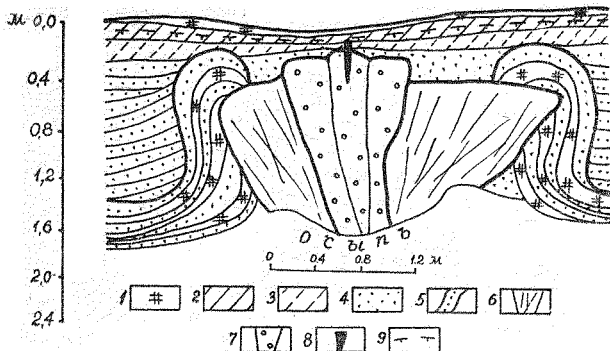


Рис. 4. Внедрение ледяного клина насыщенного газовыми включениями в тело сингенетической ледяной жилы, имеющей сложный характер взаимоотношения с вмещающими отложениями высокой лавды. Восточный Явай, 1,2 км севернее устья р. Мон-гаталян-гяжи:

1 - торф; 2 - суглинок; 3 - супесь; 4 - песок; 5 - направления слоистости в песке; 6 - лед прозрачный с серым оттенком; 7 - лед молочного-белый; 8 - лед ростка; 9 - граница слоя сезонного протаявания

ти торфом, суглинком и супесью (интр. 0,0-0,3 м). Ниже залегает песок мелкозернистый (интр. 0,3-1,4 м). В интервале 1,4-1,6 м переслаивающаяся пачка серого и желтого песка и прослоев торфа. Жилы имеют три яруса. Верхний ярус начинается от подошвы сезонноталого слоя (с глубины 0,2 м) и представлен ростком, шириной 0,13 м, состоящим из 14 элементарных жилок. На глубине 0,3 м росток внедряется в жилу второго яруса шириной до 0,9 м, сложенную молочно-белым льдом насыщенным газовыми включениями. На глубине 0,45 м жила второго яруса "расклинивает" широкую (2,5 м) ледяную жилу, состоящую из метаморфизованного прозрачного льда с сероватым оттенком. Спорово-пыльцевой спектр льда жилы нижнего яруса характеризуется преобладанием пыли древесных пород (более 50%). Однако, спектры этой жилы имеют значительные колебания в количестве пыли отдельных компонент растительности. В одних образцах мало пыли карликовой березки (1-3%), а содержание пыли ели и кедра почти одинаково (22 и 30% соответственно).

В других содержание пыли карликовой березки превышает 20%, в них много пыли кедра (до 40%) и мало ели и сосны (1-2%). Это указывает на формирование жили нижнего яруса в субатлантический период, происходившее сравнительно продолжительное время, за которое ландшафтно-климатические условия района претерпели некоторые изменения. Высокое содержание воднорастворимых солей в жили нижнего яруса (около 0,07%) и преобладание в их составе хлоридов (до 0,035%) указывает на преимущественно субаквальную обстановку, в которой формировалась жила. Для сравнения укажем, что во льду формирующегося в настоящее время ростка содержание воднорастворимых солей - 0,006%. Лед жили второго яруса менее соленый. Содержание солей в нем не превышает 0,008%. Очевидно, режим фациальной обстановки менялся во время формирования молочно-белого льда на субаэральный, что было связано с эвстатическим понижением уровня моря в современный период.

Разрезы с горизонтально-залегавшими слоями отложений на контактах с клиновидными жилами простого строения. Морфологический облик повторножилых льдов без деформаций вмещающих пород сравнительно прост. Это, как правило, клиновидные во фронтальном разрезе жили, достигающие высоты 3-4, реже 5 м. Ширина их в верхней части варьирует в широких пределах от 0,5 до 2-4 м. Сингенетические голоценовые повторножилые льды такого размера достаточно широко развиты на Ямале севернее широты пос. Мыс Каменный, на Гидане - севернее долины р. Мессояхи.

Разрезы с горизонтальным залеганием слоев вмещающих отложений на контактах с жилами не столь информативны в палеогеографическом отношении, хотя по мнению В.И. Соломатина (1974) представляют собой не меньшую загадку, чем наличие деформаций. Особенно трудно объяснимо нормальное залегание приконтактных слоев у жил, достигающих больших размеров по горизонтали.

Повторножилые льды, достигающие в верхней части ширины 1,8 м, изучены в отложениях высокой лавды в устье р. Юрибея (Ямал). На поверхности лавды прослеживается полигонально-важиковый рельеф. Размеры полигонов варьируют от 8 x 20 до 14 x 22 м. В верхней части разреза поймы наблюдается мощный моховой покров (25 см) и оторфованный суглинок (мощностью 5 см).

Ниже песок серовато-желтый тонко- и среднезернистый. На глубине 0,55 м располагается ледяная жила (рис. 5 а) с включениями слоев сегрегационного льда столбчатой текстуры. Деформаций вмещающей породы на контакте с жилами практически не наблюдается, лишь под валиками слои слабо изгибаются вверх.

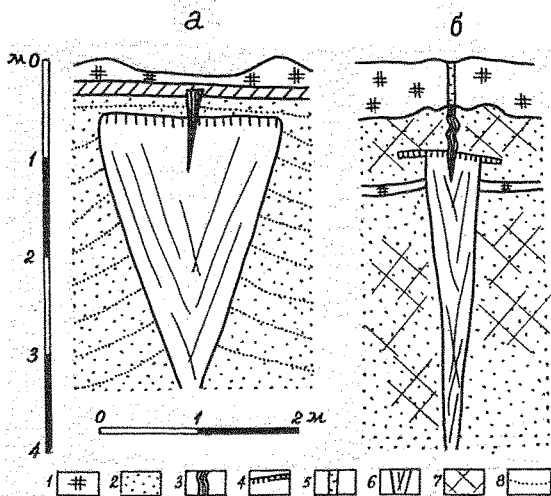


Рис. 5. Сингенетические полигональножилые льды с простым строением и горизонтальным залеганием слоев вмещающей породы на лайде в низовьях р.Крибея (а) и на пойме в верховьях р.Правого Крибея (Ямал):

1 - торф; 2 - песок; 3 - ледяной росток; 4 - горизонтальнослоистый сегрегационный лед; 5 - зияющие трещины; 6 - жилный лед; 7 - льдистая приконтактовая зона; 8 - направление слоистости в песке

Аналогичное строение приконтактовой с жилами зоны отмечено и на поймах рек Венуйеу, Сёяжи, Тетнедаяхи, Ляккатосё. Наличие над головами всех жил с небольшими деформациями вмещающих отложений шпиров сегрегационного льда (рис. 5 а,б) и отсутствие его над жилами с деформациями слоистости вмещающих пород на контакте позволяет предполагать, что первые увеличивают свой габитус преимущественно за счет миграции влаги к голове жили из сезонноталого слоя, а вторые за счет конжеляционного льда морозобойных трещин.

Это однако не исключает участия контракционного механизма в образовании жил без деформаций вмещающих отложений уже хотя бы потому, что во многих образцах из этих жил обнаружены пыльца и споры. Как известно, зерна спор и пыльцы в грунтах находятся в коллоидном состоянии и не вымываются даже свободной водой, что, конечно, исключает и их транспортировку пленочной влагой. Следовательно пыльца и споры попадают в тело сверху, по морозобойным трещинам. В процессе накопления осадков на поверхности кровля многолетнемерзлых пород поднимается и окончания морозобойных трещин оказываются на более высоком уровне. Это подтверждается и распределением пыльцы и спор (анализ А.К.Васильчук) в жиле на пойме р.Ляккатосё по вертикали (рис. 6 а). В составе спорово-пыльцевых комплексов наблюдается закономерное уменьшение количества пыльцы древесных пород от нижних к верхним частям жилы. В спектрах из образцов отобранных вкрест простираения жилы по горизонтали наблюдается более однородный состав (рис. 6 б), только в одном из образцов с периферии жилы кульминирует количество пыльцы древесных пород, что очевидно объясняется образованием этой части льда в субатлантический период. Интересные результаты получены при реконструкции истории формирования полигонально-жилых льдов простого строения и горизонтально-залегающих пород на контактах на пойме в верховьях р.Правого Кривея. На поверхности поймы преобладает плоскополигональный рельеф, с крупными полигонами, размером от 17-20 x 50-80 м, они слабо возвышаются над понижениями, ширина которых 9-10 м. В понижениях имеются зияющие трещины, ограничивающие полигоны первой генерации. Полигоны в свою очередь разбиты трещинами, образующими мелкую полигональную сеть в виде неправильных четырехугольников со сторонами 9 x 15, 11 x 13 м. Современная среднегодовая температура грунта колеблется от -5,0 до 6,0°. Мощность слоя сезонного протаивания 0,4 м. В сложении поймы принимают участие торф (мощность 0,4-0,5 м) в нижней части опесчаненный и светло-серый мелкозернистый оторфованный песок массивный (и сетчатый вблизи жил) криогенной текстуры льдистостью 25-40%, вблизи ледяных жил льдистость достигает 50-60% (см. рис. 5 б). Залегающий с поверхности торф является современным и накапливается уже на стадии высокой поймы. Спорово-пыльцевые данные свидетельствуют о том, что мелкозернистый песок в верхних 3-х

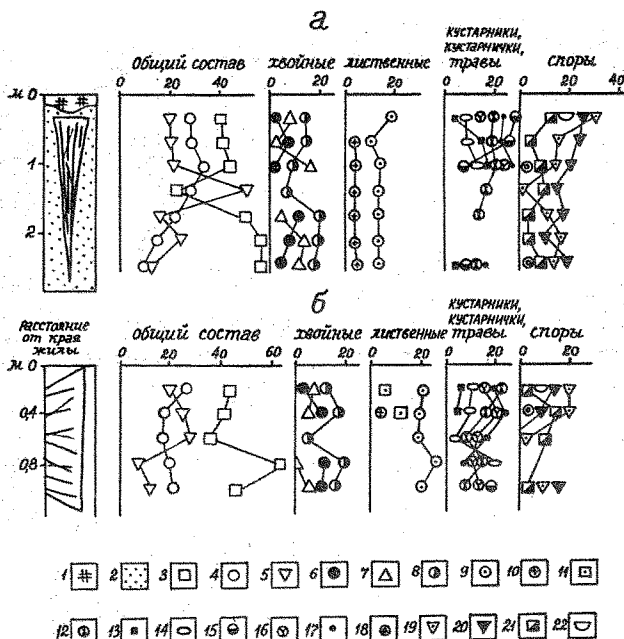


Рис. 6. Характер распределения спорово-пыльцевых остатков в теле сингенетической ледяной жилы простого строения в низовьях р. Ляккатосё:

а - по вертикали; б - по горизонтали; 1 - торф; 2 - песок; 3 - 4 - пыльца: 3 - древесных пород, 4 - кустарников, кустарничков и трав; 5 - споры; 6-17 - пыльца: 6 - сосны, 7 - ели, 8 - кедра, 9 - березы, 10 - ивы, 11 - ольхи, 12 - разнотравья, 13 - ольховника, 14 - осок, 15 - злаков, 16 - вереска, 17 - карликовой березки; 18-22 - споры: 18 - хвощей, 19 - зеленых мхов, 20 - сфагновых мхов, 21 - плаунов, 22 - папоротников

метрах накапливался в период с конца субатлантического времени, судя по повышенному содержанию пыли древесных (около 60%) в образцах с интервала 2,0-3,0 м. Песок откладывался на стадии низкой поймы, причем в верхней части разреза наблюдается циклическое чередование прослоев торфа и песка, маркирующее время перехода поверхности на стадию высокой поймы (см. рис. 5 б).

В понижениях между полигонами располагаются повторножил-

ные льды, достигающие ширины 0,6–0,7 м в верхней части. Высота жил составляет 3 м и более. Боковые их контакты практически прямые и ровные, без явно выделяющихся уступов или других неровностей. Лишь в самой верхней 0,3–0,5-метровой части жил наблюдаются зачатки ступенеобразных плечиков, от которых отходят мелкие шпирь льда, напоминающие поясковые образования. Лед жил прозрачный на периферии и вертикальнополосчатый с примесью (до 15% объема) органики в центральной части. В жилах встречаются участки с горизонтально ориентированными пузырьками воздуха. Мощность таких участков 1–1,5 см. В верхней части, к голове жилы нередко примыкает горизонтальный "поясок" льда, мощность которого изменяется от 2–3 см в центре жилы до 6–7 см на периферии. Рассмотренная детально жила имеет два ростка: один длиной 0,46 м, шириной 1–1,2 см, состоящий из трех элементарных жилок, второй такой же длины, но выражен гораздо слабее, ширина его до 0,5 см, в сезонноталом слое над первым ростком отмечена зияющая трещина. В теле жилы насчитывается более 100 элементарных жилок, большинство из которых выходит к голове жилы. Выходы элементарных жилок к боковым контактам очень не отчетливы. Учитывая число элементарных жилок и периодичность их образования, возраст жилы в целом составит 1,0–1,5 тыс. лет. О зарождении здесь жил в субатлантический период голоцена свидетельствует и сравнение спорово-пыльцевых данных (анализ провела Е.А.Петрова) из жильного льда и из вмещающих его пойменных отложений. Во вмещающих отложениях (фация высокой поймы) преобладает, как указано выше, пыльца древесных пород, причем наблюдается характерное для субатлантических спектров уменьшение ее количества вверх по разрезу. Пыльца деревьев принадлежит в основном березе, кроме того встречена пыльца кедра, ольхи. Кустарники представлены карликовой березкой (до 20%) и вересковыми, а травы злаками и осоками. По составу спектров и характеру их изменения период формирования отложений можно датировать субатлантическим временем (2,5–0,8 тыс. лет назад). Обращает на себя внимание факт повсеместного по разрезу преобладания пыльцы древесных пород, в то время как сейчас древесной растительности здесь нет. Однако не следует кульминацию древесной пыльцы однозначно связывать с потеплением, скорее это говорит об увеличении индекса континентальности (Данилов, Полякова, 1978). Это также подтверждает спорово-пыльцевые спек-

тры из жил, сингенетичных вмещающим отложениям. В спектре жил так же как и в спектре вмещающих отложений доминирует пыльца деревьев (58–80%) и количество ее аналогично количеству пыльцы деревьев во вмещающих отложениях уменьшается вверх по разрезу. В составе пыльцы деревьев преобладает пыльца березы, количество которой так же как и в спектре из вмещающих отложений растет вверх по разрезу. Из анализа видно, что в спорово-пыльцевом спектре из жилы наблюдается послойное изменение состава пыльцы и спор по вертикали, в целом синхронное изменение спектра вмещающих отложений, которое подтверждает предположение о сингенезе повторножильных льдов и о преимущественном фронтальном наращивании льда жилы.

Зональные и а зональные особенности распространения полигональножильных структур. Установлено (Баулин и др., 1967; Романовский, 1977), что различные виды полигональножильных образований подчиняются широтной зональности. Наряду с этим высказывается точка зрения, что внутри зоны распространения повторножильных льдов закономерностей в изменении размеров решетки полигонов и ледяных клиньев не наблюдается (Подборный, 1978). Наши наблюдения за размерами полигональной решетки, образованной жильными льдами на поймах полуостровов Ямал и Гыдан выявили наличие связи размеров решетки полигона с современной среднегодовой температурой многолетнемерзлых пород (рис. 7). Сравнительно отчетливая зависимость обнаруживается лишь при сравнении участков с одинаковой литолого-фациальной характеристикой^I. При прочих равных (относительно) условиях более густая решетка формируется в районах с более низкими среднегодовыми температурами грунтов (Васильчук, Баду, 1977).

Экспериментальные исследования Е.П.Пушериной (1974) показали, что с понижением температуры возрастает сопротивление мерзлого грунта, что приводит к возрастанию в нем объемно градиентных напряжений. Это позволяет заключить, что с понижением среднегодовой температуры грунта и температуры на его поверхности в направлении с юга на север в верхнем слое мерзлых грунтов возрастает напряжение. Это способствует созданию бо-

^I Следует подчеркнуть, что корреляционная связь между сравниваемыми показателями слабая. Это обусловлено малым количеством определений и их недостаточной строгостью (нередко очень трудно определить порядок генерации трещин).

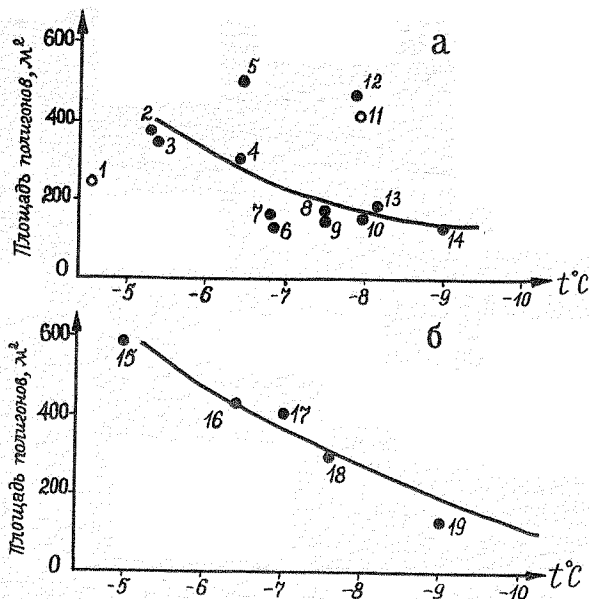


Рис. 7. Характер пространственного изменения площади полигонов, образованных повторножильными льдами, с понижением среднегодовой температуры в песчаных (а) и супесчано-суглинистых (б) породах пойм и лайд Ямала и Гыдана:

1 - Мыс Каменный; 2 - низовья р.Сёяхи (Зеленая); 3 - низовья р.Ляккатосё; 4 - устье р.Венуйеу; 5 - низовья р.Венуйеу; 6 - низовья р.Тянгтева-Паятаяхи; 7 - безымянное озеро в районе пос. Антипайты; 8 - верховья р.Танамы; 9 - верховья р.Венуйеу; 10 - среднее течение Танамы; 11 - устье р.Тамбея; 12 - устье р.Монгаталянгяхи; 13 - низовья Гыды; 14 - низовья р.Есяяхи; 15 - устье р.Тадибейяхи; 16 - низовья р.Матуйяхи; 17 - среднее течение р.Мессояхи; 18 - озеро Хуче-то; 19 - низовья р.Салем-Лекабтамбды

более благоприятных условия для морозообильного растрескивания (и создания более частой решетки полигонов) грунтов в северных районах, даже при возникновении одинакового по силе теплового удара, величина которого, согласно исследованиям Е.Е.Подборного (1978) является случайной и не зависит от широты местности. Причина возникновения трещин - тепловой удар

зональности не подчиняется, а результат взаимодействия причины с зонально изменяющимися условиями — напряженным состоянием грунтов — проявляется в соответствии с зональными закономерностями.

На существование общей широтной изменчивости в распространении полигональножильных льдов на аккумулятивных участках севера Западной Сибири указывает и большая макрольдиность пойм севера Тудана и Ямала (в среднем 12,5–15,2%) по сравнению с южными частями (в среднем 8,6–10,8%).

Макрольдиность современных аллювиальных отложений имеет, однако, сложный внутризональный характер изменчивости. В приустьевых частях рек, в зоне сочленения поймы и лавды создаются наиболее благоприятные условия для морозобойного растрескивания и формирования повторножильных льдов. Отмеченные здесь среднегодовые температуры пород, как правило, ниже, чем в долинах рек, что объясняется равномерным распределением снега и его малой мощностью на больших площадях плоских, лишенных растительности участков устьевых частей рек. Поэтому южная граница распространения ледяных жил в аллювиальных осадках сильно отклоняется к югу в местах впадения рек в Обскую и Тазовскую губы, где растущие ледяные жилы на лавдах встречаются значительно южнее сингенетических жил на поймах. Так, например, Т.П.Кузнецова (1969) наблюдала полигональный микрорельеф на лавде в районе мыса Ямбург–Сале (Тазовский полуостров), в то время как на низкой пойме в минеральных породах полигональный микрорельеф и повторножильные льды отмечаются очень редко, лишь в долинах малых рек севернее широты р.Юрибея (Трофимов и др., 1975).

Характерное внутризональное проявление аномалии в характере распространения полигональножильных льдов отмечается в долинах рек Восточного Тудана, впадающих в Енисей. Установлено (Васильчук, 1980), что в Приенисейском секторе долин рек Танама, Яры, Пелятки и других на поймах распространены преимущественно жилы стадии деградации, в то время как в более западных районах наблюдается интенсивный рост ледяных клиньев (рис. 8). Повторножильные льды в верховьях (рис. 8 а) и в среднем течении реки Танама (рис. 8 б) имеют все признаки современного роста: над ними, как правило, наблюдаются зияющие трещины, шириной до 5–7 см, заполняемые в нижних частях эле-

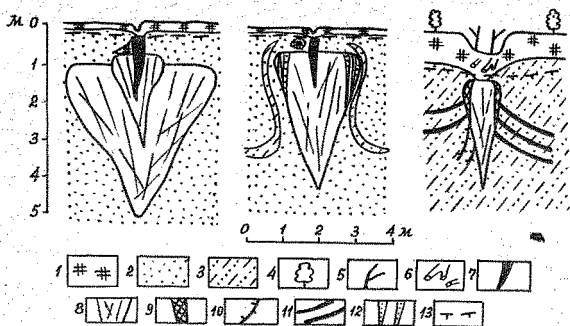


Рис. 8. Различные стадии развития полигональножилых льдов в долине р.Танамы. Жилы в стадии роста в центральной части п-ова Гыдан, в верховьях (а) и в среднем течении (б) реки и жилы в стадии деградации в результате повышения среднегодовой температуры в низовьях реки в Приенисейском секторе (в):

1 - торф; 2 - песок; 3 - опесчаненная супесь; 4 - заросли ольховника; 5 - отмирающие кустарники; 6 - захороненные стволы и ветки; 7 - годовичные элементарные жилки; 8 - жильный лед; 9 - лед "каймы"; 10 - шилы льда в форме "елочки"; 11 - кулисообразные ледяные шилы; 12 - грунтовые жилки в периферийной части ледяной жилы; 13 - граница слоя сезонного протаяния

ментарными годовичными жилками, головы жил залегают на глубинах 0,5-0,6 м. На поверхности массивов с повторножилыми льдами отчетливо выделяются валики высотой до 0,4-0,6 м, шириной 1-3 м. В низовьях рек, в Приенисейском секторе жилы очень часто залегают на глубинах 1,2-1,5 м от поверхности (рис. 8 в). Ширина их в верхней части не превышает 0,6-1,0 м, следов морозобойного растрескивания на поверхности и в разрезе нет. Поверхность характеризуется выпукло-полигональным (крупнообломочным) рельефом. Размеры полигонов составляют 16 х 16, 18 х 18 м, полигоны заросли кустарником высотой до 3-4 м. Между полигонами наблюдаются глубокие (до 1,0-1,2 м) и широкие

(в местах пересечения до 1,5 м) канавы.

Дно канав покрыто сильно увлажненным сутлинком и, как правило, лишено растительности, лишь изредка попадаются отмершие стволы кустарников. В разрезах канав остатки кустарников отмечаются в верхних 0,2–0,3 м, в разрезах полигонов их нет. Это свидетельствует о том, что кустарники появились сравнительно недавно (10–30 лет назад), а судя по отмершим кустарникам, можно заключить, что поверхность была в момент их расселения плоская (плоско-полигональный рельеф стадии консервации жил) и покрывалась ими равномерно. Появление кустарников, вызванное повышением температур вегетационного периода, привело к изменению термического режима грунта, за счет увеличения мощности снега. Это в свою очередь повлекло за собой ослабление интенсивности морозобойного растрескивания, а затем и деградации жил. Канавки стали заболачиваться, что вызвало здесь отмирание и погребение веток и стволов. Наличие подобного рельефа деградационного типа в Приенисейском районе Гыдана говорит о том, что повышение среднегодовых температур на поймах происходило на больших площадях и было вызвано изменением ряда составляющих условий, в первую очередь характера снежного покрова за последнее десятилетие.

Особенности развития жилых льдов в голоцене в торфяных массивах

В голоцене в Западной Сибири сформировались широко распространенные и мощные массивы торфяных грунтов. В одних районах (север и отдельные участки на юге Ямала и Гыдана) они промерзали сингенетически в течение всего периода формирования, в других (южнее 63–64° с.ш.) – в основном эпигенетически. В ряде районов (между 64 и 66° с.ш.) сингенетическое промерзание бореального времени сменялось в атлантический и субатлантический периоды протаиванием, а затем эпигенетическим промерзанием.

Развитие полигональных жилых льдов в торфяниках различных зон севера Западной Сибири также происходило неодинаково. В северной части криолитозоны, под влиянием климатических изменений неоднократно происходило замедление или ускорение процесса сингенетического повторножильного льдообразования, в целом прогрессирующего. На юге криолитозоны эпигенетический рост жил сменился в атлантический и субатлантический периоды

деградацией. В средней части криолитозоны сингенетический рост жил в эти периоды приостанавливался, сменяясь консервацией. Впоследствии эти жилы могли продолжить свое развитие как син-, так и эпигенетическим путем.

Морфологические особенности строения разрезов мерзлых торфяных массивов зависят от способа промерзания и генетического типа формирования в торфянике повторножильного льда. При эпигенетическом промерзании и формировании жил подошва торфяника располагается, как правило, горизонтально (рис. 9 а) или изгибается вниз у контакта с жилами (рис. 9 б). Такие типы контактов жил с подошвой торфяника характерны для южной части криолитозоны.

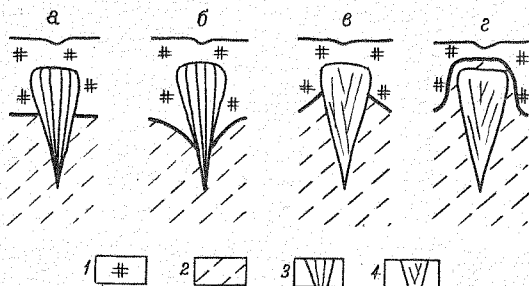


Рис. 9. Различный характер расположения подошвы торфа в разрезах торфяников с повторножильными льдами:

а — горизонтальное залегание подошвы торфа; б — увеличение мощности торфа на контакте с ледяной жилой; в — уменьшение мощности торфа на контакте с ледяной жилой; г — антиклинальная складка, образуемая подошвой торфа с ледяной жилой в ядре: 1 — торф; 2 — минеральная порода; 3 — лед эпигенетических жил; 4 — лед сингенетических жил

В пределах полуостровов Ямала и Гыдана накопление торфа, его промерзание и морозобойное растрескивание происходили практически синхронно. Поэтому на контактах с жилами первых генераций наблюдается изгибание подошвы торфяника вверх (рис. 9 в). Предельный случай этого изгибания — антиклинальная складка, образованная подошвой торфяника, шарнир выпуклой складки которой выдавлен снизу жилой (рис. 9 г). Нередко в массивах синкриогенных торфяников наблюдается сочетание тре-

тъяго и одного из первых двух типов контактов подошвы торфа с жильными талами. При этом, как правило, горизонтальные и слабо изогнутые вниз контакты приурочены к жилам более высоких генераций, имеющих меньшие размеры и формировавшихся, в основном эпигенетическим путем.

Повторножильные льды в торфяниках с контактами третьего типа распространены вплоть до широт Полярного круга (Попов, Смирнова, 1964). На анализе их строения и состава, подтверждающем сингенез жил мы останавливались ранее (Васильчук, 1978; Васильчук, Васильчук, 1979). Полигональножильные комплексы такого типа изучены нами в долинах рек Крйбея (Ямал), Щучьей, Тадибейяхи, Монгаталянтяхи и др. Наряду с морфологией массивов на сингенезе жил указывает изоморфный характер спектров пыльцы и спор в ледяной жиле (по вертикали) и во вмещающем ее торфянике (рис. 10). Практически всем изгибам графика пыльцы древесных пород в торфе соответствуют изгибы аналогичной кривой во льду с небольшим смещением по вертикали, соответствующим средней глубине проникновения морозобойных трещин. Подобное соответствие усматривается и в поведении других элементов спектров — березы, ели и т.д. Сопряженный анализ состава спорово-пыльцевых спектров льда и торфяника в низовьях Щучьей позволяет сделать ряд выводов: 1) зарождение жил произошло в конце бореального периода; 2) наиболее интенсивный сингенетический прирост жил происходил в атлантический период так называемого климатического оптимума (Васильчук, Серова, 1979); 3) после атлантического оптимума, в суббореальный период рост жил был приостановлен; 4) в субатлантический и современный (исторический) периоды сингенетический рост жил на участке возобновился, хотя интенсивность его могла быть меньше, чем в атлантический период.

Повторножильные льды в торфяниках со строением массива четвертого типа встречаются редко. Разрез линзы голоценовых озерно-болотных отложений на второй лагунно-морской террасе, характеризующейся таким типом строения, описан В.Г. Кудряшовым в низовьях р. Мессояхи (рис. 11). Спорово-пыльцевые спектры нижней части жилы идентичны спектрам супеси, а верхней — перекрывающему торфу. Накопление супеси и зарождение жил произошло в конце атлантического периода. Наряду со спорово-пыльцевыми спектрами, в которых доминирует пыльца древесных пород

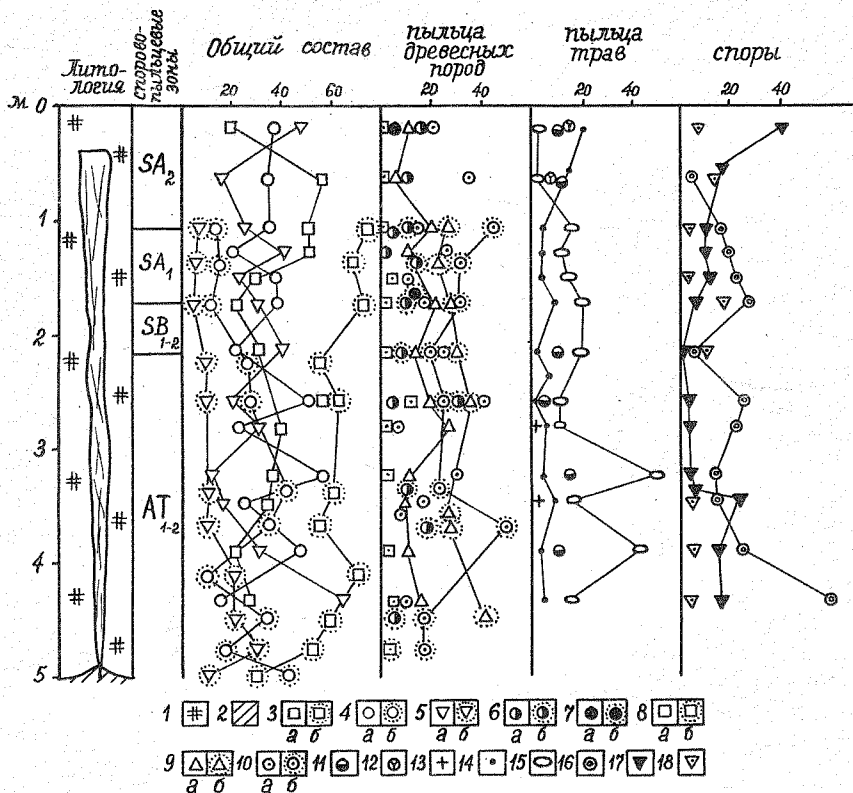


Рис. 10. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяника (а) и развивающегося сингенетического повторножильного льда в нем (б) на правом берегу р. Лучей:

1 - торф; 2 - суглинок; 3 - пыльца древесных пород; 4 - пыльца кустарников, кустарничков, трав; 5 - споры; 6 - 15 - пыльца: 6 - кедр, 7 - сосны, 8 - ольхи, 9 - ели, 10 - березы, 11 - злаков, 12 - вереска, 13 - полыни, 14 - карликовой березки, 15 - осок; 16-18 - споры: 16 - хвощей, 17 - сфагновых мхов, 18 - зеленых мхов

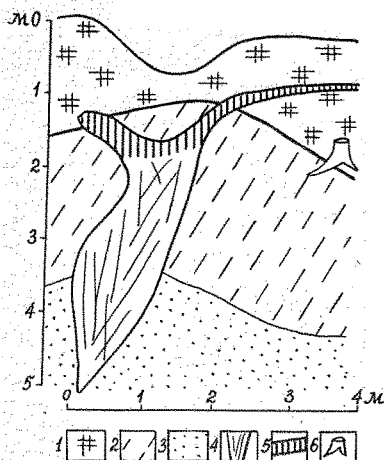


Рис. II. Залегание подошвы торфа в виде антиклинальной складки с ледяной жилой в ядре. Торфяник на второй лагунно-морской террасе в низовьях р. Мессояхи:

1 - торф; 2 - супесь; 3 - песок; 4 - вертикальнослоистый жильный лед; 5 - сегрегационный лед столбчатой текстуры; 6 - пеня в основании торфяной залежи

(до 60%), об этом свидетельствуют и пни в основании торфяной залежи. Рост жилы сопровождался медленным выжиманием ее вверх. Голова жилы "толкала" над собой кровлю супеси. Образующийся над жилой валик разрушался и торф сносился в полигональные ванны. Это привело к тому, что над жилами с поверхности залегают торф более древнего возраста, чем на тех же глубинах в разрезе полигона. Наряду с контракционным механизмом увеличения объема жил приращение их габитуса осуществлялось в результате миграции влаги сверху, что подтверждается наличием в теле жил горизонтальных прослоев льда столбчатой текстуры.

Одной из ключевых проблем истории голоценового формирования повторножильных льдов является проблема их динамики во время климатического или термического "оптимума", которое большинство исследователей относит к атлантическому периоду. Материалы наших исследований дают основание для предположения

неравномерного разномасштабного и, часто, разнонаправленного "гетеродинамического" развития жил в торфяниках в этот период (так же по-видимому и в другие периоды) голоцена в различных природных условиях криолитозоны Западной Сибири. В самой северной части криолитозоны происходило усиление интенсивности их роста, вызванное увеличением суровости зим, на самом юге происходила деградация жил под воздействием повышения как летних, так и зимних температур. В переходной зоне на фоне общей стабилизации и консервации жил в отдельные отрезки атлантического времени могли происходить и деградация и рост повторно-жилых льдов.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПОВТОРНОЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ

В ГОЛОЦЕНЕ НА УЧАСТКАХ СТАБИЛЬНОГО ПОЛОЖЕНИЯ ПОВЕРХНОСТИ ГРУНТОВОЙ ТОЛЩИ ИЛИ РАЗВИТИЯ ПРОЦЕССОВ ЕЕ ДЕНУДАЦИИ

В голоцене развитие повторножилых льдов шло достаточно активно не только в пределах участков накопления различных по генезису отложений, но и в районах стабильного положения поверхности грунтовых толщ и на участках их денудации. В их пределах развивались эпигенетические повторножилые льды.

Накопленные материалы о строении повторножилых льдов, развитых в пределах террас и водораздельных равнин, различия в их морфологии, механизме и условиях залегания позволяют подразделить их на 5 морфогенетических типов, развивающихся в голоцене по-разному: 1) растущие и реликтовые эпигенетические повторножилые льды в син- и эпикриогенных толщах разного возраста (среднечетвертичных - раннеголоценовых); 2) реликтовые эпигенетические повторножилые льды в нижнем ярусе и развивающиеся эпигенетические жилы в верхнем ярусе; 3) реликтовые глубоко залегающие сингенетические повторножилые льды с эпигенетическими жилами в верхнем ярусе; 4) реликтовые сингенетические залегающие близко к поверхности повторножилые льды, расклиненные в верхней части молодой эпигенетической жилы, поверхность которой совпадает с поверхностью сингенетической жилы; 5) реликтовые глубоко залегающие сингенетические повторножилые льды в синкриогенных толщах.

Первый тип - развивающиеся и реликтовые эпигенетические повторножилые льды достаточно хорошо изучены (Белопухова, 1965; Дубиков, 1966; Баулин и др., 1967; Бадю, Трофимов, 1974;

Трофимов и др., 1975, 1976, 1980 и др.). Они распространены в син- и эпигенетических грунтах Ямальского и Гыданского полуостровов. Изучение их в целях реконструкции палеогеографической обстановки затруднительно ввиду сложности хронологической привязки этого типа жильных образований. Роль их заметно возрастает в южных районах криолитозоны, где законсервированные в торфяниках они фиксируют предел распространения в голоцене изотермы -2° , а псевдоморфозы по этому типу жил в отложениях первой террасы указывают на существование сурового климата в начале голоцена близ современной южной границы распространения многолетнемерзлых пород (Баулин и др., 1967).

Второй тип – двухъярусные эпигенетические повторножильные льды (реликтовая жила в нижнем ярусе и развивающаяся в голоцене в верхнем ярусе) распространены, как правило, близ широт Полярного круга. Их возникновение обусловлено двумя причинами: сокращением мощности сезонноталых пород и появлением в формирующихся жилах признаков "ложного сингенеза" (Романовский, 1977); увеличением глубины сезонного протаивания в результате изменения ландшафтно-фациальной обстановки (например, исчезновения кустарничковой растительности) или ростом температур вегетационного периода, в результате чего головы жил оплавляются и оказываются на глубине 1,5–2,0 м. Уменьшение мощности сезонноталого слоя в дальнейшем способствует эпигенетическому росту жил верхнего яруса.

Третий тип – реликтовые глубоко залегающие сингенетические повторножильные льды с эпигенетическими жилами в верхнем ярусе приурочены, как правило, к генетически неоднородным толщам – синкриогенным в нижней части и эпикриогенным в верхней. Однако нередки случаи, когда реликтовая сингенетическая жила залегает в синкриогенных минеральных породах, а эпигенетическая – в сингенетически промерзших торфяниках.

Большие скопления глубоко залегающих реликтовых сингенетических жильных льдов, имеющих мощность от 4–6 до 8–12 м и ширину поверху 1–2 м, описаны на Ямальском побережье Обской губы (Бадю, Трофимов, 1974; Трофимов, Бадю и др., 1975). Эти льды часто не имеют правильной клиновидной формы, так как их средняя часть несколько расширена (до 2,8–3,2 м). Контакты ледяных жил имеют плавные, местами вогнутые очертания, а в верхней их части отмечается смятие или смещение породы кверху

в складки. Такие деформированные пачки, отмечаемые и в более ранних осадках позднего плейстоцена, размещаются обычно над головами ледяных жил. При этом у многих таких жил наблюдаются тонкие клиновидные жилки, упирающиеся в голову основной жилы сверху, образуя второй структурный ярус. Ширина в верхней части у таких жилок не превышает 20–30 см, высотой 2–3 м. На поверхности им часто соответствуют межблочные канавки четкого полигонально-блочного микрорельефа с выположенными полигонами.

Жилы рассматриваемого типа на севере криолитозоны в голоцене развивались эпигенетическим путем практически непрерывно. На юге криолитозоны в атлантическое и субатлантическое время развитие их было приостановлено, и, вероятно, сменялось деградацией.

Интересный разрез с жилами третьего типа изучен нами на второй морской террасе на восточном побережье полуострова Явай в районе факт. Монгаталинг (рис. 12). В нижней части этого разреза (интер. 3,1–7,5 м) отмечается переслаивание темно-серого суглинка, супеси и буровато-черного торфа. Здесь зафиксировано залегание мощных ледяных жил. Боковые контакты жил неровные, ступенчатые, к ним по всей глубине жил примыкают пояски льда мощностью до 8–10 см. Ширина ледяных клиньев достигает в верхней части 3,5 м, высота до 7,5–8,0 м. В верхней части жилы расклиниваются молодыми эпигенетическими жилами (во всяком случае эпигенетичными времени формирования второй террасы), высотой до 2,0 м, шириной в верхней части около 1,0 м. Жилы верхнего яруса залегают в слоистой толще, состоящей из горизонтально-переслаивающейся серой супеси со слоистой криогенной текстурой, светло-серого песка массивной криотекстуры, темно-серого суглинка с сетчатой криотекстурой и буровато-черного, хорошо разложившегося торфа с сетчатой криотекстурой. При этом, прослой торфа, как правило, заключены между суглинком и супесью. Аналогичное строение разрезов отмечено нами на северо-западе п-ова Маюнта и в долине р. Юрибея (Гудан).

Морфологический облик жил четвертого вида – реликтовых сингенетических залегающих близко к поверхности повторножильных льдов расклиненных в верхней части внедрением молодой эпигенетической жилы очень своеобразен. Фронтальный разрез их

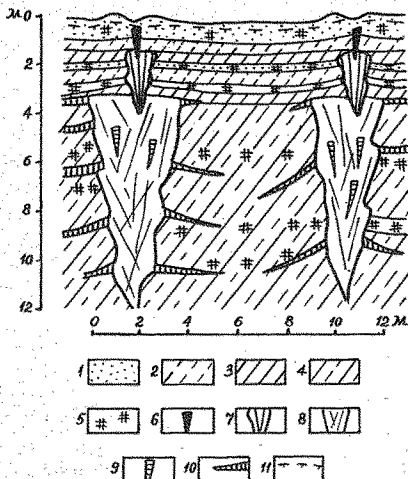


Рис. 12. Глубоко залегающие реликтовые сингенетические жилы с эпигенетически развивающимися жилами в верхнем ярусе. Восточный берег полуострова Явай, вторая морская терраса на левом берегу р. Монгаталянтяхи в 7 км северо-западнее устья:
I - песок; 2 - супесь; 3 - суглинок; 4 - переслаивание суглинка и супеси; 5 - торф; 6 - жильный росток; 7 - лед эпигенетической жилы; 8 - лед сингенетической жилы; 9 - ксенолиты грунта в теле жилы; 10 - шпирь льда; 11 - граница сезонноталого слоя

напоминает воронку с широким верхним конусом и длинным узким "горлышком". В сложении верхнего конуса принимают участие сингенетический лед древней жилы и эпигенетический лед молодой жилы. Поверхность эпигенетического клина при этом совпадает с поверхностью реликтовой жилы.

Такие жилы отмечались нами в разрезах казанцевской равнины в устье Кривея (рис. 13), в разрезах второй лагуно-мор-

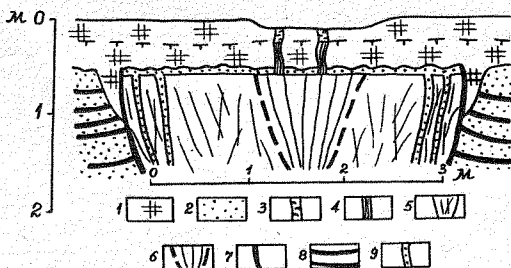


Рис. 13. Внедрение эвигенетического клина в тело неглубоко залегающей сингенетической жилы в казанцевских отложениях. Устье Юрибея (Явай):

1 - торф; 2 - песок; 3 - зияющие трещины; 4 - ледяной росток; 5 - жильный лед с сингенетическими элементарными жилками; 6 - вертикальнополосчатый жильный лед с эвигенетическими элементарными жилками; 7 - лед "каймы"; 8 - "пояски" льда; 9 - ледогрунт

ской террасы в нижнем течении р.Венуйеу (рис. 14) на Ямале, в долинах рек Танамы, Монгаталянгяхи и Мессояхи на Гыдане и др.

В низовьях Юрибея (Ямал) сингенетическая жила имеет ширину в самой верхней части более 3,5 м (см. рис. 13). Она залегает на глубине 0,6 м от поверхности (протаивание составляет около 0,5 м). Лед жилы по периферии прозрачный, а в осевой части белый, насыщенный вертикально ориентированными пузырьками воздуха. На контакте со вмещающей породой наблюдается "кайма" голубоватого льда шириной 7-10 см. К жиле причленяются горизонтально- и наклонно расположенные ледяные "пояски" шириной от 1 до 6-7 см. Вдоль боковых контактов жилы, на расстоянии 0,5-0,7 м с каждой стороны от "каймы" наблюдаются по две жилки ледогрунта шириной от 7 до 20 см. В мерзлой породе над головой жилы наблюдаются два ростка длиной по 10 см, шириной по 2-3 см. Над ними в сезонноталом слое наблюдаются зияющие трещины, которые часто остаются открытыми в течение всего весенне-летнего сезона (наблюдения в начале сентября). Жила перекрыта слоем песка мощностью 5 см и торфом мощностью 55 см. Торф вдоль контакта с ледяной жилой проникает вниз в виде узкого клина на 15-20 см. Это является следствием оплавления

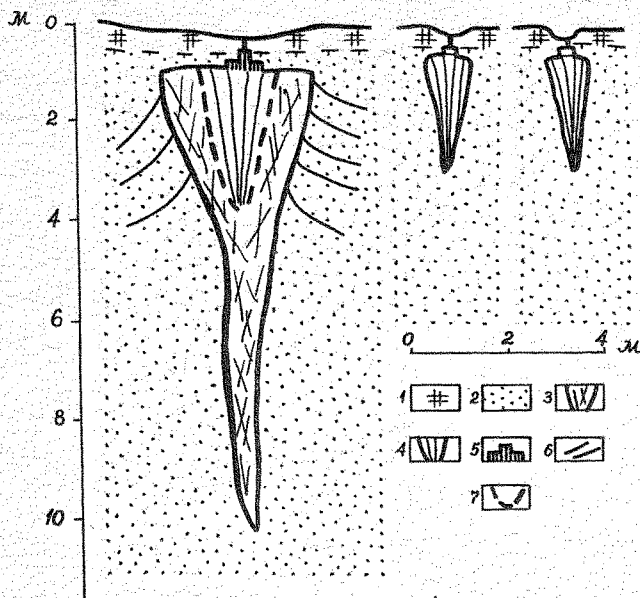


Рис. 14. Сочетание сингенетических и эпигенетических повторных ледов в разрезе второй лагунно-морской террасы в нижнем течении р. Венуейуо:

1 - торф; 2 - песок; 3 - жильный лед с признаками сингенеза; 4 - жильный лед с признаками эпигенеза; 5 - ледяные ростки; 6 - изгиб слоев грунта на контакте с жилой; 7 - зона внедрения в сингенетическую жилу эпигенетического жильного льда

льда на контакте с породой и затекания торфа. Эта жила, имеющая характерные признаки сингенеза, в настоящий момент развивается эпигенетически. Об этом свидетельствует эпигенетический клин шириной немногим менее 1 м в верхней части, состоящий из отчетливо выраженных вертикальных жилок льда молочно-белого цвета. Контакт этой жилы с вмещающей жилой резкий, хорошо прослеживающийся по цвету и текстуре.

Общий ход развития этой сложно построенной жилы, очевидно, следующий: сингенетический этап ее роста закончился после перехода поверхности из стадии высокой лавды в незатапливаемое состояние в конце казанцевского времени. В результате

ледяная жила оказалась захороненной под небольшим слоем осадка. Такое законсервированное ее состояние длилось до голоцена. В дальнейшем, вследствие развития термокарстовых процессов и вызванного ими заболачивания, над ней накопился небольшой слой торфа. Торф способствовал возобновлению морозобойного растрескивания пород. В осевой части ледяной жилы стали формироваться эпигенетические элементарные жилки. Развитие этого процесса во времени привело к образованию эпигенетического клина в голове сингенетической жилы. Этим объясняется различная текстура льда элементарных жилок в краевых и центральных частях жилы: наличие по краям жилок лишенных воздушных включений (сингенетических, по нашему мнению), и жилок с обилием пузырьков воздуха в центральном эпигенетическом клине.

Формирование эпигенетического клина произошло в голоцене, на что указывает сходство спорово-пыльцевых спектров из этой части жилы со спектрами торфа: количество пылицы древесных пород во льду достигает 62%, в торфе 58–70, спор во льду более 20, в торфе 20–25%, в составе пылицы древесных обоих спектров доминируют береза и кедр.

Своеобразие развития может обуславливать существование в одном массиве как реликтовых сингенетических, так и эпигенетических развивающихся жил, причем последние формируются как в мерзлых грунтах, так и в теле сингенетических жильных льдов. Такое строение массива прослежено в устье р. Венуейуо. Здесь в обнажении II лагунно-морской террасы вскрываются крупные жилы льда шириной поверху от 2 до 3,5 м, залегающие на глубине 1–1,5 м от поверхности (см. рис. 14). Высота ледяных жил более 9,5 м. Вдоль боковых контактов слоистость вмещающей породы нарушена. Слои местами ориентированы почти вертикально вверх. Жилы образуют на поверхности тетрагональную сеть с размерами сторон до 50–70 м. Наряду с крупными сингенетическими жилами, в обнажении вскрываются небольшие жилы льда. Высота их не более 2–4 м, ширина их поверху 0,3–1,0 м. Они образуют на поверхности полигональную сеть с размерами сторон 6–10 м. Голова жил залегает в основании сезонноталого слоя. Жилы имеют четкую клиновидную форму. Слои вмещающих пород на контакте с жилами смяты незначительно. Лед жил содержит небольшое количество минеральных примесей. Элементарные жилки редко выходят на боковые контакты и содержат мало пузырьков воздуха. Жилы

имеют явные признаки эпигенеза. Жилы такого же строения расклинивают вышеописанные сингенетические жилы.

Развитие описанных жильных льдов происходило во многом аналогично жилам на казанцевской равнине близ устья Юрибея. Дополнительное сжатие слоев вмещающей породы на контакте с большими жилами произошло по-видимому, в эпигенетический этап развития, когда в верхнюю часть сингенетической жилы внедрялся эпигенетический ледяной "клин". В итоге в полигональном массиве встречаются сингенетические ледяные жилы с эпигенетическим клином в верхней части, образующие в плане полигоны со сторонами 50-70 м, и эпигенетические жилы, образующие полигоны со сторонами 6-10 м.

Отметим, что разрез с повторножильным комплексом аналогичным по строению с разрезом долины р.Вену́йеуо приводится в монографии Б.И.Втюрина (1975), к сожалению без анализа истории его формирования.

Пятый этап - реликтовые глубокозалегающие сингенетические повторножильные льды характеризуются, как правило, клиновидным фронтальным срезом. Это часто обусловлено тем, что сохранились лишь "хвосты" жил, а верхняя часть их протаяла. Их деградация в южной части Ямала и Гыдаана, очевидно происходила в атлантический период, что было связано с глубоким летним протаиванием грунтов.

В заключение еще раз подчеркнем, что развитие повторножильных льдов в голоцене на различных геоморфологических уровнях и в разных районах криолитозоны Западной Сибири шло существенно неодинаково. Преимущественно сингенетическое развитие жил шло на участках, в пределах которых шла прогрессивная аккумуляция отложений, в том числе органогенных. При этом на севере криолитозоны сформировались повторножильные льды различной морфологии, причем они развиты даже в пределах одного массива. Это вызвано одновременностью зарождения жил и неоднократной сменой климатических условий периода их развития. Формирование жил на участках стабильного положения поверхности грунтовых толщ и преобладающей денудации (исключая массивы торфяников) происходило в голоцене эпигенетическим путем. Эпикриолитогенез наложил отчетливый морфологический отпечаток на облик рельефа, способствуя в ряде случаев проявлению на поверхности древней сингенетической полигональной сетки жиль-

ных льдов. Эпигенетическое развитие доголоценовых жил на террасах и водораздельных равнинах привело к формированию неоднородных по генезису полигонально-жильных комплексов. В результате голоценовые эпигенетические повторножильные льды получили довольно широкое распространение и в верхней части разреза синкриогенных толщ, залегая либо обособленно, либо расклинивая верхнюю часть неглубоко залегающих реликтовых сингенетических жил, образуя верхний ярус над глубоко залегающими реликтовыми сингенетическими жилами.

Литература

Б а д у Ю.Б. Криолитогенез в условиях севера Западно-Сибирской плиты. Автореф. канд. дис. М., 1978.

Б а д у Ю.Б., Т р о ф и м о в В.Т. Основные особенности криогенного строения многолетнемерзлых пород п-ова Ямал. - В кн.: "Проблемы криолитологии", вып. 4. М., Изд-во МГУ, 1974.

Б а у л и н В.В. и др. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. М., "Наука", 1967.

Б е л о п у х о в а Е.Б. Особенности развития жильно-полигонального рельефа на севере Западной Сибири. - "Изв. АН СССР. Сер.геогр.", 1965, № 4.

В а с и л ь ч у к Ю.К. Особенности современного формирования полигонально-жильных льдов на севере Западной Сибири. - В кн.: "Материалы У научной конференции молодых ученых. Мерзлотоведение", геол. ф-т МГУ. М., 1978. (Деп. в ВИНТИ № 3627-78).

В а с и л ь ч у к Ю.К. Некоторые закономерности распространения полигонально-жильных льдов полуострова Гыдан и вопросы их картографирования. - В кн.: "Материалы УП научной конференции аспирантов и молодых ученых. Мерзлотоведение", геол. ф-т МГУ. М., 1980. (Деп. в ВИНТИ № 1021-80).

В а с и л ь ч у к Ю.К., Б а д у Ю.Б. О связи размеров полигонально-жильной решетки и температуры пород на севере Западной Сибири. - В кн.: "Инженерные изыскания в строительстве", сер. XV, вып. 12 (65). М., изд. ЦНИСа Госстроя СССР, 1977.

В а с и л ь ч у к Ю.К., В а с и л ь ч у к А.К. Применение палинологического анализа при изучении динамики криогенных явлений и генезиса подземных льдов. - В кн.: "Материалы У1 научной конференции молодых ученых. Мерзлотоведение", геол.ф-т

МГУ. М., 1979. (Деп. в ВИНТИ № 3901-79).

В т у р и я Б.И. Подземные льды СССР. М., "Наука", 1975.

Д а н и л о в И.Д., П о л я к о в а Е.И. Криогенные и посткриогенные образования в аллювии и их палеогеографическое значение. - "Изв. АН СССР. Сер. геогр.", 1978, № 2.

Д у б и к о в Г.И. Повторножильные льды на территории Западной Сибири. - "Изв. АН СССР. Сер. геогр.", 1966, № 5.

Е р ш о в Э.Д. Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. Автореф. докт. дис. М., 1977.

К у з н е ц о в а Т.П. Подземные льды молодых прибрежно-морских террас Тазовского полуострова. - В кн.: "Проблемы криолитологии", вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1969.

П а р м у з и н а О.Ю. Криогенное строение и некоторые особенности льдовыделения в мерзлых рыхлых породах (на примере низовьев рек Енисей и Рывеем). Автореф. канд. дис. М., 1978.

П о д б о р н ы й Е.Е. Экспериментальное изучение и некоторые теоретические аспекты процесса морозобойного растрескивания. Автореф. канд. дис. М., 1978.

П о п о в А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М., Изд-во МГУ, 1967.

П о п о в А.И., С м и р н о в а Т.И. Подземный лед в озерно-болотных отложениях на севере Западной Сибири. - "Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.", 1964, № 2.

Р о з е н б а у м Г.Э. Современный аллювий равнинных рек Восточной Субарктики (на примере рек Яны и Омоля). - В кн.: "Проблемы криолитологии", вып. 3. М., Изд-во МГУ, 1973.

Р о з е н б а у м Г.Э. Ледогрунтовые жилы. - В кн.: "Проблемы криолитологии", вып. 6. М., Изд-во МГУ, 1977.

Р о м а н о в с к и й Н.Н. Формирование полигональножильных структур. Новосибирск, 1977.

С о л о м а т и н В.И. Строение и генезис полигональножильного льда в плейстоценовых отложениях Северной Якутии. - В кн.: "Проблемы криолитологии", вып. 4. М., Изд-во МГУ, 1974.

Т р о ф и м о в В.Т. и др. Полуостров Ямал. М., Изд-во МГУ, 1975.

Т р о ф и м о в В.Т. и др. Развитие Западно-Сибирской плиты в голоценовое время и его влияние на современные инженерно-геологические условия. - В кн.: "Инженерная геология СССР", т.2. М., Изд-во МГУ, 1976.

Т р о ф и м о в В.Т., Б а д у Ю.Б., Д у б и к о в Г.И.
Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород
Западно-Сибирской плиты. М., Изд-во МГУ, 1980.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ФОРМИРОВАНИЯ БУТРОВ ПУЧЕНИЯ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНЕ

Промерзание грунта, вызывающее криогенную и напорную миграцию воды с последующим ее замерзанием и образованием льда приводит к поднятию поверхности грунта. При промерзании грунтов, состав, влажность и физико-механические свойства которых изменяются в пределах небольших площадей, поднятие локализуется с образованием выпуклых бугров пучения. Можно принять следующее определение бугра пучения: это выпуклая мезоформа рельефа (форма бугров достаточно точно аппроксимируется усеченным конусом), возникающая при восходящем развитии криолитогенеза, сложенная органогенными, минеральными или органо-минеральными грунтами в результате внедрения (или миграции) воды (или суспензии) при промерзании талых грунтов.

Интерес к формам криогенного пучения в последнее время усилился, что объясняется активным хозяйственным освоением районов широкого развития площадей и бугров пучения. За последнее десятилетие создано несколько классификаций пучинных форм (Белопухова, 1971; Евсеев, 1975; Вейсман, 1977; Гречищев и др., 1980; Втюрин, Втюрина, 1980), в которых с тех или иных позиций производится разделение бугров (точнее всей их совокупности) на более дробные морфогенетические единицы. Однако все перечисленные классификации в одном сходны: все многообразие бугров можно разделить на три типа: 1) инъекционные, 2) сегрегационные и 3) инъекционно-сегрегационные.

Вопрос о современном состоянии бугров – один из узловых в мерзлотоведении. По мнению одних исследователей, бугры в настоящий момент деградируют (Попов, 1953; Шполянская, Евсеев, 1972 и др.), по мнению других – растут (Тыртиков, 1974, 1979; Тодосийчук, 1975; Вейсман, 1977). Однако наибольшее число исследователей склоняется к тому, что в одних мерзлотно-фациальных условиях бугры растут, в других – деградируют,

Природные условия Западной Сибири



Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б.
Некоторые аспекты развития повторно-жильных льдов
на севере Западной Сибири в голоцене // *Природные
условия Западной Сибири*. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1983.
С. 45–88.

Vasil'chuk Yu.K., Trofimov V.T., Badu Yu.B. 1983.
Some aspects of the development of ice wedges in the north
of north-west Siberia in the Holocene. In *Natural conditions
of Western Siberia*. Editors: Trofimov V.T., Popov A.I.
Moscow: Moscow University Press. pp. 45–88 (In Russian).