

Арктика и Антарктика

Правильная ссылка на статью:

Васильчук Ю.К. — Едома. Часть 3. История геокриологического изучения и исследований стабильных изотопов и радиоуглеродного возраста во втором десятилетии и первой трети третьего десятилетия XXI века // Арктика и Антарктика. — 2023. — № 4. — С. 42 - 124. DOI: 10.7256/2453-8922.2023.4.68845 EDN: ICLKJB URL: https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=68845

Едома. Часть 3. История геокриологического изучения и исследований стабильных изотопов и радиоуглеродного возраста во втором десятилетии и первой трети третьего десятилетия XXI века

Васильчук Юрий Кириллович

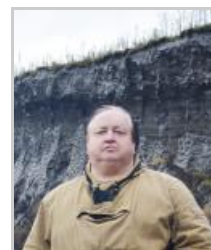
ORCID: 0000-0001-5847-5568

доктор геолого-минералогических наук

профессор, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), географический факультет, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв

119991, Россия, г. Москва, ул. Ленинские Горы, 1, оф. 2009

✉ vasilch_geo@mail.ru



[Статья из рубрики "Многолетнемерзлые породы и подземные льды Арктики, Антарктики и горных регионов"](#)

DOI:

10.7256/2453-8922.2023.4.68845

EDN:

ICLKJB

Дата направления статьи в редакцию:

30-10-2023

Дата публикации:

21-12-2023

Аннотация: Второе десятилетие и начало третьего десятилетия XXI века в исследовании едомы охарактеризовалось разнообразием высокоточных измерений. Еще более расширилась база данных AMS радиоуглеродного датирования, выполняющегося по микровключениям экстрагируемым непосредственно из повторно-жильных льдов в едоме и заметно дополнились детальным изучением содержания стабильных изотопов кислорода и водорода в сингенетических ледяных жилах. Продолжились AMS датирование и анализ стабильных изотопов на географическом факультете МГУ им. М.В.

Ломоносова (Ю.К. Васильчук, А.К. Васильчук, Н.А.Буданцева, И.Д. Стрелецкая, Ю.Н. Чижова, Дж.Ю.Васильчук), особо детально выполненные на едомах Батагая, Сеяхи, Вилюя, Мамонтовой Горы, Сырдаха в центральной Якутии, о-вов Котельный, Фаддеевский. Продолжены работы российско-германской экспедиции (А.Ю. Деревягин, А.И.Кизяков, С. Веттерих, Т.Опель, Л. Ширрмайстер) на едомных разрезах Новосибирских островов и Батагая (совместно с Дж. Мёртоном и К. Ашатиной). М.З.Каневский, Ю.Л.Шур, М.Джордженсон, Е.Стефани из университета Фэрбэнкса изучили едомную толщу в долине р. Иткиллик, а также новый разрез едомы в тоннеле Фокс, где также проведены радиоуглеродные и изотопные исследования М.Лачнета и Э.Слот (Университет Лас-Вегаса). Начаты исследования молекулярных биомаркеров и ДНК (Э. Виллерслев, Т.Джордженсен) и газовых включений в едомных толщах и изучение ПАУ в педогенных включениях из едомных повторно-жильных льдов (Ю.К.Васильчук). Подчеркивается, что изотопные данные не являются самоцелью исследований. Следующий шаг – реконструкция палеотемператур на основе этих данных – необходим и логически обоснован. Рассмотрены точность и надежность предложенных палеотемпературно-изотопных уравнений.

Ключевые слова:

едома, повторно-жильные льды, поздний плейстоцен, радиоуглеродный возраст, стабильные изотопы, полуостров Ямал, Таймыр, Якутия, Чукотка, Аляска и Юкон

Работа выполнена в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова "Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды" при поддержке гранта Российского научного фонда (грант № 23-17-00082, анализ радиоуглеродных датировок)

Введение

Исследования едомы начавшиеся в XIX и XX веках^[1], активно развивались в во втором и третьем десятилетиях XXI века^[2] и существенно обогатились за счет еще более широкого применения исследований содержания стабильных изотопов кислорода и водорода в повторно-жильных льдах (ПЖЛ), а также, ставшим почти рутинным (во всяком случае, достаточно частым) применением AMS радиоуглеродного датирования микровключений органического материала и включений CO₂ во льдах жил. Некоторые из этих исследований были начаты ранее, но именно во втором и третьем десятилетиях XXI века они получили новый импульс, часть же видов высокоточных исследований едомы было выполнена впервые.

Цель этой статьи – проанализировать наиболее заметные публикации 2010-2023 гг., посвященные радиоуглеродному датированию и исследованиям стабильных изотопов в едомных толщах российской и североамериканской Арктики.

Арктическая Российская едома

Едома севера Западной Сибири и Таймыра

Полуостров Ямал

Сеяха, Восточное побережье Ямала. Исследованная едомная толща вскрыта в

обнажении третьей лагунно-морской террасы на восточном побережье п-ова Ямал в устье р.Сеяха ($70,157364^{\circ}$ с.ш., $72,569100^{\circ}$ в.д.). Обнажение детально исследовано в 1978-79, 1996 и 2016 гг.^[3,4] Это было первое изучение типичной едомной толщи в западной части Сибири. Для краевой части Сеяхинской едомы получены четыре новые AMS ^{14}C датировки по повторно-жильным льдам (ПЖЛ).^[4] Жила из средней части была датирована от 21 до 25 тыс. кал. лет назад; жила из нижнего фрагмента датирована от 28 до 29 тыс. кал. лет назад – это самые древние датировки, полученные по жилам Сеяхинской едомы.^[4] Можно отметить, что по краевой части едомы датировки по вмещающим отложениям и жилам вполне согласуются между собой, они показывают безинверсионный ряд дат от 29 до 21 тыс. кал. лет назад. Датировки из отложений байджераха – от 29,5 до 27,6 тыс. кал лет назад – сопоставимы с AMS датировками по микровключениям органики из жилы на этой же глубине. Следует пояснить, что отложения байджераха не являются тальми и переработанными, они находятся в многолетнемерзлом состоянии, но этот блок мерзлых отложений просел (максимум на 1,5 м) из-за вытаивания ледяной жилы. Поэтому датированные горизонты органики из этого байджераха первично были расположены на высоте от +3,5 до +6,5 м, то есть на высоте фрагмента жилы нижнего яруса. В связи с этим, можно уверенно полагать, что нижний ярус жил здесь формировался сингенетично отложениям, около 29-27 тыс. кал. лет назад.

Получена новая высокоразрешающая (с шагом детализации 80-100 лет) изотопно-кислородная запись по ледяной жиле из краевой части едомы. Значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от $-25,75$ до $-23,15$ ‰. Отмечены два изотопных тренда: в интервале абсолютных высот от 12 до 14,2 м значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют в диапазоне 1,5 ‰ (между $-24,18$ и $-25,75$ ‰); в интервале высот от 14,2 до 15,8 м отмечается четкая тенденция повышения значений снизу-вверх на 2,6 ‰, от $-25,75$ до $-23,15$ ‰. По нижнему фрагменту жилы (вскрытому на высоте +6 м) получены вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ почти в том же диапазоне, что и в верхнем фрагменте: от $-23,41$ до $-26,74$ ‰.^[4]

Ранее полученные изотопно-кислородные значения ($\delta^{18}\text{O}$) по ледяным жилам в центральной части Сеяхинской едомы^[5] варьировали между $-20,4$ и -25 ‰. Судя по полученной ^{14}C AMS датировке из нижней части жилы (25,3 тыс. кал. лет назад), жилы формировались около 25 тыс. кал лет назад и вероятно немного раньше, т.е. они почти синхронны жиле из краевой части едомы, датированной от 25 до 21 тыс. кал. лет назад. Значения изотопного состава льда этих синхронных жил оказался довольно близким, $\delta^{18}\text{O}$ варьировали от $-21,4$ до $-24,8$ ‰ в жиле из центральной части едомы и от $-23,2$ до $-25,8$ ‰ – в жиле из краевой части.^[6]

Палеотемпературные реконструкции, выполненные с использованием уравнения Васильчука^[7] показывают, что в период 26-21 тыс. кал лет назад средняя январская температура воздуха ($T_{\text{ср.янв}}$) варьировала между -33 и -39°C . В период около 30-29 тыс. кал. лет назад $T_{\text{ср.янв}}$ варьировала от -35 до -40°C , на завершающем этапе развития едомной толщи 18-13 тыс. кал. лет назад, $T_{\text{ср.янв}}$ варьировала от -33 до -37°C . В целом можно отметить, что значения $T_{\text{ср.янв}}$ в период аккумуляции едомной толщи были заметно ниже современных значений $T_{\text{ср.янв}}$ в районе Сеяхи (составляющей в среднем -24°C), при этом отмечено незначительное повышение значений $T_{\text{ср.янв}}$ от более раннего этапа к более позднему.^[4]

Бованенково, Центральный Ямал. Повторно-жильные льды в верхней части разреза Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения (НГКМ) достигают ширины 3-3,5 м, высота голоценовые жил обычно 2-3 м, позднеплейстоценовых – до 10-12 м.^[8] При сравнении размеров сингенетических повторно-жильных образований в отложениях всех геоморфологических уровней на территории Бованенковского НГКМ заметно, что наиболее крупные из них сосредоточены в суглинисто-супесчаных оторфованных грунтах, массивы которых характеризуются максимальной макрольдистостью. Реликтовые сингенетические повторно-жильные образования приурочены к позднечетвертичным-раннеголоценовым лагунно-морским, прибрежно-морским, а также аллювиальным, озерно-аллювиальным и озерно-болотным осадкам. В песчаных и супесчаных заторфованных отложениях III террасы в среднем течении р. Сеяха в толще аллювиальных тонких песков с включениями торфа вскрыты сингенетические жилы льда высотой 10-12 м. Объемная макрольдистость едомных отложений в разрезе III морской террасы на Бованенково составляет в суглинках и супесях 10-30%, в песках - 3-10%. По составу и строению среди реликтовых повторно-жильных образований Г.И. Дубиковым выделены ледяные жилы, ледогрунтовые и смешанные.^[9] Ледогрунтовые жилы представляют собой двухъярусные структуры: верхний ярус - грунтовый - приурочен к сезонно-талому слою и обладает чертами изначально-грунтовых жил; нижний ярус - собственно ледяная жила. По наблюдениям многих исследователей ледогрунтовые жилы связываются исключительно с песчаными и супесчано-песчаными малольдистыми отложениями. Важно заметить, что даже при высокой степени засоленности вмещающих грунтов повторно-жильные льды в пределах Бованенковского НГКМ обычно характеризуются пресным и ультрапресным составом. Среди лагунно-морских образований часто встречаются сложные по строению полигонально-жильные льды. Верхняя часть их состоит из вертикально-полосчатого льда и горизонтально-слоистой льдогрунтовой массы с супесчаным заполнителем. Пространство между двумя - тремя клиновидными отростками нижней части жилы заполнено такой же грунтовой массой, имеющей слоистую слабоволнистую криогенную текстуру. Слоистость льдогрунта почти параллельна боковым контактам жилы, а местами смята в пологие складки. Ширина льдогрунтовых пачек может достигать 2-3 м. Боковые контакты верхней 1-1,5-метровой части жилы осложнены ступенчатыми выступами, которые состоят из горизонтальных прослоев льда, разделенных тонкими прослойками супеси. Пачки таких прослоев пронизывают тело ледяной жилы и вмещающего грунта, достигая длины 2-2,5 м и толщины 0,3-0,5 м. Формирование сложного ледяного тела происходило на первых стадиях эпихронно с накопившимся осадком и практически одновременно с образованием льдогрунтовой массы. Верх жилы формировался синхронно с вмещающими грунтами путем фронтального наращивания прослоев сегрегационного льда и льдогрунта в основании деятельного слоя. Неразвивающиеся синкриогенные полигонально-жильные льды в разрезах лагунно-морских террас залегают на глубинах не менее 3-5 м, и это препятствует их дальнейшему развитию. Поэтому современное морозобойное растрескивание формирует новую полигональную систему жильных льдов, не связанную с расположенными ниже законсервированными жилами. Неразвивающиеся синкриогенные полигонально-жильные льды в песчаных отложениях на глубине 1,5-2,0 м второй лагунно-морской террасы имеют ширину поверху до 2 м, а высоту не менее 6-8 м. При сравнении размеров синкриогенных полигонально-жильных образований в отложениях позднего неоплейстоцена заметно, что наиболее крупные из них сосредоточены в суглинисто-супесчаных оторфованных грунтах с максимальной макрольдистостью. В поймах рек, впадающих в Карское море, при приближении к устью растущие ледяные жилы становятся меньше по высоте и в ширине поверху. Это связано с увеличением засоленности отложений при приближении к морю. Расплав лагунно-

морских полигонально-жильных льдов отличается невысокой минерализацией (до 0,2-0,5 г/л), хлоридно-натриевым и хлоридно-кальциевым составом, нейтральной средой и средней жесткостью. Близок качественный состав и степень засоления льдов в голоценовых пойменных отложениях рек месторождения. Для них при заметной общей минерализации характерно увеличение ее значений от истоков рек к их низовьям. В этом же направлении гидрокарбонатно-натриевый состав льдов сменяется хлоридно-натриевым, причем изменение происходит за счет количественного роста содержания хлор-иона. Это объясняется проникновением морских вод по долинам рек вглубь полуострова во время приливов и засолением накапливающихся осадков и речных вод. Жильным льдам в позднеплейстоценовых отложениях морских террас свойственна более высокая общая минерализация, постоянное преобладание хлор-иона и хлоридно-натриевый состав. Толща инстративного аллювия формируется и промерзает в процессе горизонтального перемещения русла. В нижней части она представлена песчанистыми русловыми фациями, сменяющимися вверх по разрезу мелкозернистыми грунтами. Сверху русловой аллювий перекрыт маломощным покровом пойменного аллювия тонкодисперсного состава, накапливающегося в половодье при периодических затоплениях речной поймы. В таких фациальных условиях формируется полигонально-жильный лед, и начальная фаза его развития начинается на завершающих этапах накопления и промерзания руслового аллювия - в прирусловых отмелях, прирусловых валах, изолированных плесах. Здесь развиваются эпикриогенные нижние концы ледяной или льдогрунтовой жилы, которая на этапе накопления пойменного аллювия продолжает расти уже синхронно с вмещающими отложениями. Сложная форма жил позволяет с уверенностью судить о синкриогенном типе их формирования. Кроме ледяной части в смешанных жилах выделяются грунтовые и элементарные ледяные жилки, и более крупные ледяные жилки, состоящие из нескольких элементарных. По текстурным особенностям выделяется две разновидности - льдогрунт без признаков слоистости и льдогрунт с ненарушенной первоначальной слоистостью осадков. Неслоистый льдогрунт генетически представляет собой такое же образование, что и ледяные жилы. Тонкие (несколько миллиметров) и короткие (несколько сантиметров) вертикальные полоски льда в нем параллельны боковым плоскостям жилы. Слоистый льдогрунт характеризуется тем, что шлиры льда, количество которых здесь значительно меньше, чаще параллельны стенкам жилы, иногда - первичной слоистости.^[8]

Васькины дачи, Центральный Ямал. В одном из термоцирков в районе стационара Васькины дачи, вблизи Бованенковского газоконденсатного месторождения (70°13'57,632" с.ш., 69°0'58,485" в.д.) на высоте 28 м над ур. моря под слоем суглинка мощностью 1 м Ю.Н. Чижовой^[10] был проанализирован изотопный состав сингенетических ПЖЛ. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{2}\text{H}$ льда жил изменяются от -21,2 до -26,2 ‰ и от -157,5 до -203,1 ‰ соответственно. Средние значения: $\delta^{18}\text{O} = -24,8$ и $\delta^{2}\text{H} = -187,6$ ‰. Величины d_{exs} - от 6,3 до 17,4 ‰ при среднем значении 10,5 ‰. Все полученные значения можно описать уравнением линейной регрессии $\delta^{2}\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10,5$ ‰. При этом графически образцы ПЖЛ в основном соответствуют линии метеорных вод. По образцу отобранному на уровне головы жилы № 1 была получена AMS радиоуглеродная датировка 13,6 тыс. калиброванных (кал.) лет ($\text{IGAN}_{\text{AMS}}-7698$) по общему органическому углероду (ТОС - total organic carbon). Это позволяет сделать вывод, что возраст опробованного жильного льда 13 тыс. лет или старше. При использовании формулы Ю.К.Васильчука^[7] для среднего значения исследованных Ю.Н.Чижовой ПЖЛ $\delta^{18}\text{O} = -24,8$ ‰ среднезимняя температура воздуха времени формирования жилы оценивается в $-24,8 \pm 2$ °C, среднеянварская - в $-37,2 \pm 3$ °C.^[10]

П.Б.Семёновым и др.^[11] исследованы растворенные органические вещества и метан в позднеплейстоценовых повторно-жильных льдах близ станции Васькиной дачи. Выявлено несоответствие между прогнозируемыми и измеренными значениями $\delta^2\text{H}-\text{CH}_4$, в повторно-жильных льдах, что, по мнению авторов статьи^[11] указывает на экзогенный источник обогащения CH_4 в повторно-жильных льдах. Авторы полагают, что в повторно-жильных льдах, в отличие от пластовых льдов, создаются неподходящие условия для образования и накопления метана. Относительно низкие значения $\text{CH}_4-\delta^{13}\text{C}$ ($<-80\text{‰}$, PDB) в этих образцах указывают на незначительное присутствие карбонатов, которые являются важными для микробного образования метана. В то же время обеднение CH_4 дейтерием (величина $\delta^2\text{H} <-350\text{‰}$), обычно приписываемое ацетокластическому метаногенезу, также может быть вызвано поглощением воды, обедненной ^2H , в результате восстановления карбоната.^[11]

Вмещающие жилы отложения - супеси с линзами торфа. Радиоуглеродное датирование торфа показало, что он образовался во время морской изотопной стадии (МИС) 3 ($30\,900 \pm 1300$ лет назад, $32\,200 \pm 1300$ лет назад; $37\,650 \pm 1950$ лет назад).^[11] С учётом датировки жилы, полученной Ю.Н. Чижовой^[10] можно обозначить диапазон формирования сингенетических жил в едомной толще, вскрываемой в районе Васькиной Дачи - от 31 до 13 тыс. лет.

Едома у метеостанции Марре-Сале, Западное побережье Ямала. Самый западный ключевой участок расположен на полуострове Ямал, недалеко от полярной станции Марре-Сале. Два комплекса четвертичных отложений были исследованы в прибрежном обнажении высотой около 30 м. Верхний комплекс континентальных отложений содержит сингенетические повторно-жильные льды разного возраста. Более крупные повторно-жильные льды, шириной 2,0–2,5 м вверху и длиной 6–7 м, образуют сетку со стороной многоугольника 10–20 м. Согласно С.Форману и др.^[12] в районе ст.Марре-Сале на западном побережье Ямала аккумуляция эоловых и флювиальных отложений и формирование в этих отложениях повторно-жильных льдов происходили между 40 и 11 тыс. лет назад. По льдистым супесям, вмещающим крупные сингенетические повторно-жильные льды, получена серия датировок от 16,4 до 12,2 тыс. лет назад (от 19,7 до 14,2 тыс. кал. лет назад).^[12] Значения $\delta^{18}\text{O}$ в жилах варьировали от $-24,8$ до $-23,4 \text{‰}$, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ составляет $-24,2 \text{‰}$. Значения $\delta^2\text{H}$ в жилах варьировали от $-190,6$ до $-179,3 \text{‰}$, графически значения соотношения $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ жильного льда расположены вблизи глобальной линии метеорных вод.^[12,13,14] Согласно выводам И.Д.Стрелецкой с соавторами^[13], среднезимние температуры воздуха в конце плейстоцена были ниже современных на 5–7 °C. Расчет по уравнению Ю.К. Васильчука^[7] позволил оценить, что среднеянварские температуры воздуха в период формирования жил составляли примерно -36 °C , что в среднем на 10 °C ниже современных.^[13]

Е.А.Слагодой с коллегами^[15] было установлено, что изученные сингенетические жильные льды залегают в озерно-аллювиальной толще, возраст которой составляет 5–15 тыс. лет, т. е. полигонально-жильная система, находящаяся в парагенезисе с лакколитами верхней залежи, формировалась в конце сартанского криохрона и первой половине голоцена. Верхняя залежь повторно-инъекционного льда со слоистыми и массивными лакколитами и клиньями формировалась после заложения и во время развития полигонально-жильной системы в раннем голоцене, их верхние части были

размыты и частично вытаяли во второй половине голоцена^[15]. Фрагменты верхней залежи льда различаются по соотношению и положению источника инъекций воды в разрезе. Массивные лакколиты и горизонтальные участки (первая генерация льда) были сформированы за счет инъекций воды при промерзании разобщенных таликов в песках над глинистым водоупором, имевших на ранней стадии инфильтрационное питание. Возникновение трещин снизу в полигональных блоках и повторные инъекции воды по ним, вероятно, обусловлены промерзанием таликов сверху и неровностью фронта промерзания под полигонально-жильной системой. Эпигенетические клинья льда и слоистые лакколиты представляют вторую генерацию, которая формировались позднее, при промерзании инъекций воды из песчаных пливунов, расположенных на разной глубине в глинах. В северной части м. Марре-Сале при образовании слоистых лакколитов вода поступала снизу на границу мерзлых глин и песков по вертикальным трещинам и выше по кольцевым трещинам в полигональные блоки. В центре м. Марре-Сале при глубоком залегании пливунов в глинистой толще над ними в мерзлых породах возникали кольцевые разрывы, по которым инъекции воды иногда захватывали крупные ксенолиты глин.

Е.А.Слагодой и др.^[15], получен вывод, что полигонально-жильные и эпигенетические клиновидные повторно-инъекционные льды мерзлой толщи Марре-Сале обладают большим морфологическим сходством, для их разделения следует использовать комплекс характеристик, включая структурный и изотопный анализы льда.

О.Л.Опокина с соавторами^[16] в обнажении Марре-Сале получили данные радиоуглеродного анализа, заставившие их пересмотреть возраст образования пластовых (точнее штоков и лакколитов) и повторно-жильных льдов этого разреза. Формирование и рост полигонально-жильных льдов происходят в основном за счёт замерзания талой снеговой воды в морозобойных трещинах. Талые воды смывают с поверхности фрагменты современных растений и переносят их в морозобойные трещины. Авторы статьи указывают, что органика, содержащаяся в полигонально-жильном льду, в основном указывает на интервал времени активного морозобойного растрескивания поверхности. У сингенетических ледяных жил возраст органики во льду и вмещающих отложениях будет близок, а возраст растительных остатков в эпигенетических ледяных жилах — моложе вмещающих пород. При интенсивном размыве пород не исключено попадание в полигонально-жильные льды переотложенной древней органики. Инъекционные залежи льда содержат органику, внедрившуюся в мерзлую толщу по трещинам снизу вместе с напорными водами из промерзающих водонасыщенных главным образом песчаных отложений. В этом случае возраст органических остатков из инъекционного льда будет отличаться от вмещающих толщ, а время формирования пластовой залежи будет определяться периодом эпигенетического промерзания. Время образования инъекционного льда установить достаточно сложно, поскольку понижение подошвы мерзлой толщи — процесс длительный, а промерзание глубоких таликов относительно верхних горизонтов запаздывает по времени. При этом залежь может формироваться в несколько этапов, которым соответствуют разновременные инъекции льда.^[16]

За многие годы изучения геокриологического разреза Марре-Сале на Западном Ямале исследователи так и не пришли к единому пониманию генезиса и возраста слагающих его отложений и подземных льдов, и датируют их в широком диапазоне: казанцевским временем, докаргинским - старше 45 тыс. лет или сартанским.

Радиоуглеродные датировки, полученные О.Л.Опокиной с соавторами^[16], показали, что

возраст верхней части разреза моложе 35 тыс. лет. Наиболее древние позднеплейстоценовые отложения в разрезе мыса Марре-Сале относятся к торфяникам каргинско-сартанского горизонта. В настоящее время торфяники с мощными полигонально-жильными льдами распространены только южнее р. Яварь-Яха. Радиоуглеродный возраст этого горизонта, полученный авторами статьи [\[16\]](#), моложе (23-12 тыс. лет) по сравнению с ранее опубликованными данными.

Верхняя толща разреза представлена отложениями, которые, согласно новым радиоуглеродным определениям сопоставимы с байдарацкими и оленьими песками. На севере разреза они представлены слоистыми песками, послойно-обогащёнными нитевидными корешками, в центре — частым переслаиванием супесей и песков с линзами автохтонного торфа из мхов и подчинёнными прослоями с нитевидными корешками. Мощность отложений меняется от 4 до 7 м, на высоких останцах III равнины может достигать 10 м. Фациальная изменчивость пород по латерали, характер растительных остатков и отсутствие размылов, по мнению О.Л.Опокиной с соавторами [\[16\]](#), указывают на их накопление в озёрно-болотной обстановке. При этом заполнение озёрных котловин на участках с погруженной кровлей глин началось раньше, чем на участках с высоким положением глинистого цоколя. В северной и центральной частях разреза осадконакопление началось 13—10 тыс. лет назад и продолжалось до 6—5 тыс. лет назад. Наличие в озёрно-болотных отложениях сингенетических полигонально-жильных льдов, а также штоков и лакколитов, осложняющих верхний пласт льда, свидетельствует о промерзании осадков озёрных котловин и формировании подземных льдов в этот же период. [\[16\]](#)

Гыданский полуостров

В устье р.Еры-Маретаяха позднеплейстоценовые повторно-жильные льды изучены Г.Е. Облоговым [\[17,18\]](#) в обнажении берегового уступа, которое состоит из термоденудационных поверхностей с высотами 10-25 метров и термоабразионного клифа, спускающегося к современному пляжу. ^{14}C датировка 21930 ± 370 лет (26,3 тыс. кал. лет) по горизонту торфа на глубине 7 м может фиксировать раннюю стадию развития едомной толщи, исследованные фрагменты жил расположены гипсометрически выше и, скорее всего, они моложе. Ю.К. Васильчук [\[19\]](#) получил даты позднеплейстоценового торфяного минерального комплекса в устье реки Монгаталянгяха, недалеко от разреза, от 34,8 до 26,3 тыс. лет. Вероятно, возраст нижней части разреза Ера-Маретаяха относится к MIS 3 (каргинский горизонт). По льду одной из жил в этом фрагменте едомы получены значения $\delta^{18}\text{O}$ от $-24,6$ до $-22,6$ ‰, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ -24 ‰. Величины $\delta^2\text{H}$ изменяются от $-193,1$ до $-176,5$ ‰ а d_{ex} не превышают 6–7 ‰. Средняя температура января во время формирования жил оценена с применением формулы Ю.К.Васильчука [\[7,19\]](#) в -36 ± 3 °C. [\[13,17,18\]](#) Диапазон и среднее значение изотопно-кислородного состава позднеплейстоценовых жил, датированных от 29 до 12 тыс. лет назад (стадия МИС-2) близки к изотопным значениям для синхронных жил Сеяхинской едомы, что подтверждает близкие зимние температурные условия формирования едомных толщ в период между 29 и 13-12 тыс. кал. лет назад. [\[4\]](#)

А.В. Кислов с соавторами [\[20\]](#) показали, что в целом распределение прогнозируемых аномалий температуры и осадков относительно однородно по территории ЯНАО и, в частности, на Гыданском п-ове из-за размеров территории и равнинного рельефа.

Однако изменения состояния окружающей среды носят более сложный и мозаичный характер под влиянием таких факторов, как свойства почвы, конфигурация береговой линии и форма рельефа. Процессы, непосредственно контролируемые температурой воздуха и осадками, будут иметь наибольший отклик в горных районах, такие как лавины и слякоть. Параметры изменения окружающей среды, вызванные изменением климата, были основаны на прогнозируемых данных о температуре и осадках с использованием простых алгоритмов расчетов. Использование сложных схем считается непродуктивным из-за значительных неопределенностей, связанных как с климатическим прогнозом, так и с недостоверностью информации о пространственно-временных характеристиках почв. Изменение климата вызывает изменения природной среды Арктики, в первую очередь за счет деградации многолетней мерзлоты, чувствительной к изменению температуры воздуха и осадков, что приводит к изменению активности некоторых экзогенных процессов. В некоторых случаях интенсивность и площадь этих процессов увеличиваются, например, процессы пучения и активизация термокарста к 2050 г. в связи с повышением температуры грунтов и глубины сезонного протаивания. В других случаях процессы, связанные с трансформацией мерзлоты. Процессы, для которых динамика многолетней мерзлоты не является определяющей, протекают гораздо медленнее. Например, природа термокарстового процесса менее чувствительна к климатическим изменениям, и поэтому нельзя ожидать существенного изменения термокарстовых процессов к середине XXI века. На основе анализа метеорологических данных установлено, что к 2050 г. активность термокарстовых процессов и связанные с ними риски практически не изменятся по сравнению с современным состоянием.^[20]

Сравнение модельных и изотопных палеотемператур времени формирования едомы. Г.В. Суркова и Ю.К. Васильчук^[21] выполнили сравнение палеотемператур для периода 18-22 тыс. лет назад (т.е. для времени обозначаемого как последний ледниковый максимум - Last Glacial Maximum - LGM) для ключевых районов Российской Арктики полученных в результате палеоклиматического моделирования и тех, которые реконструированы по изотопным данным из едомных повторно-жильных льдов. Выполнено сравнение палеореконструкций отклонения средней температуры воздуха в холодный период ($t < 0^{\circ}\text{C}$) от современных значений по результатам ансамбля климатических моделей (модельные палеореконструкции) и изотопного состава едомных повторно-жильных льдов (изотопные палеореконструкции) в одних и тех же пунктах для периода LGM (около 21 тыс. лет назад). В результате сопоставления модельных и изотопных палеореконструкций отклонения средней температуры воздуха в холодный период (средняя суточная $t < 0^{\circ}\text{C}$) от современных значений получены весьма обнадеживающие выводы, позволяющие говорить о том, что валидация данных в целом удалась, даже в большей мере, чем ожидалось. Особенно близкие данные палеореконструкций получены для северной и центральной Якутии и арктических островов, где разница температуры, выполненная с использованием данных моделирования и изотопных реконструкций, составила $0\pm 1,2^{\circ}\text{C}$. В наибольшей мере различаются реконструкции в западном секторе Сибири – в Западной Сибири отклонения от современных среднезимних температур по модельным расчетам на $7,9^{\circ}\text{C}$ ниже, чем по изотопным данным, также в устье р. Лены по модельным палеореконструкциям они на $7,0^{\circ}\text{C}$ ниже, чем по изотопным палеореконструкциям. Определено, что наибольшие различия температурных реконструкций, полученных для LGM по разным исследованиям, отмечаются на северо-западе исследуемого региона и связаны с разной оценкой возможной площади распространения ледниковых щитов, в палеореконструкциях климатических моделей площадь оледенения предполагается значительно более обширной, чем в изотопных. Подчеркивается, что в ряде пунктов (особенно на западе и

северо-западе Российской Арктики) в большинстве моделей предполагается, что территория в позднем плейстоцене (18–21 тыс. лет назад) была покрыта льдом, а на самом деле ледника в этот период здесь, скорее всего, не было. [21]

Таймыр

И.Д. Стрелецкая и др. [13, 22] и Г.Е. Облогов [17, 18] привели геохронологические и изотопные данные по разрезам едомных толщ на берегу бухты Северо-Восточная, п. Диксон, в районе устья р. Крестьянки и мыса Сопочная Карга на восточном берегу Енисейского залива.

Бухта Северо-Восточная, п. Диксон. В районе п. Диксон, в береговом обрыве вскрываются два яруса сингенетических повторно-жильных льдов. В позднеплейстоценовых повторно-жильных льдах в районе п. Диксон значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются в диапазоне от $-24,3\text{‰}$ до $-26,8\text{‰}$, а величины $\delta^2\text{H}$ варьируют от -205‰ до -184‰ . В голоценовых повторно-жильных льдах значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют $-21,7\text{‰}$ до $-19,5\text{‰}$, величины $\delta^2\text{H}$ варьируют от -161‰ до -147‰ . В районе п. Диксон растут современные ледяные ростки жил, которые имеют более тяжелый изотопный состав – значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются в диапазоне от $-17,1\text{‰}$ до $-16,2\text{‰}$, а величины $\delta^2\text{H}$ варьируют от -124‰ до -118‰ . [13] Минерализация ПЖЛ возрастает от 63,5 мг/л в голоценовых жилах до 360,5 мг/л в позднеплейстоценовых жилах.

Устье реки Крестьянка. Четвертичные отложения перекрывают пермские коренные породы на прибрежном обрыве Енисейского залива высотой 12–40 м от мыса Макаревича до устья реки Крестьянка. Ледяные клинья имеют высоту около 9 м и ширину 3–4 м в верхней части и образуют полигональный рельеф. Средние значения изотопного состава варьируют от $-23,5$ до $-22,0\text{‰}$ для кислорода и от $-179,7$ до $-167,7\text{‰}$ для дейтерия. В пределах одного клина изотопный состав довольно схож [13]. Избыток дейтерия (d_{exs}) составляет от 8,2 до 10,2‰. Г.Е. Обловым [17, 18] получена датировка четвертичного возраста возле мыса Макаревича – $38\,000 \pm 3000$ лет (RLQG 1948-119). Похожая по возрасту дата получена Е.А. Гусевым по песчаным отложениям методом ИК-ОСЛ возле мыса Шайтанского, который расположен в 100 км южнее мыса Макаревича – $45\,800 \pm 3200$ лет (RLQG 1796-048). [23] Сингенетические повторно-жильные льды на рассматриваемом участке берегового обрыва Енисейского залива встречены в пределах речной террасы реки Крестьянка (на высотах 1–2–18 м), в пределах склона и на водораздельной поверхности (с абсолютной высотой около 40 м). Вмещающие ледяные жилы отложения пылеватые, количество пылеватых частиц в некоторых частях разреза превышает 60 %. Породы сильнольдистые с суммарной влажностью 76–86%. Близ устья р. Крестьянка пылеватые супеси включают мощные повторно-жильные льды высотой до 9 м и шириной жил поверху 2,4–3,5 м, располагающиеся через 8–10 м. Лед в жилах мутный с включениями мелкой гальки и галечным обрамлением на контактах жил с вмещающими породами. В позднеплейстоценовых повторно-жильных льдах в районе устья р. Крестьянки значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются в диапазоне от $-23,7\text{‰}$ до $-22,0\text{‰}$, величины $\delta^2\text{H}$ варьируют $-179,7\text{‰}$ до $-167,7\text{‰}$ соответственно. [13]

Мыс Сопочная Карга. В 6 км от Сопочной Карги было изучено несколько обнажений четвертичных отложений, содержащих ледяные клинья. Под голоценовыми отложениями расположены слоистые желто-серые илистые супеси и пески с прослоями торфа мощностью 4–10 м. Туша шерстистого мамонта была найдена на глубине 6 м в 2012 г.

Даты по нему варьировали от 42,2 тыс. лет до 47,3 тыс. лет. На севере центральной части разреза, под слоем супеси, обнажаются прослойки торфа, возраст которых превышает 42,3 тыс. лет.^[24] Супеси и пески (MIS 3–MIS 2) содержат сингенетические повторно-жильные льды высотой около 10 м и шириной 2–3 м в верхней части. Узкие части клиньев проникают в глины на 0,5–1,0 м, в некоторых частях разреза они продолжают ниже уровня моря. Значения изотопного состава варьируют от –26,9 до –21,7‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и от –204,8 до –164,8‰ для $\delta^2\text{H}$. Избыток дейтерия – d_{exs} составляет 7,2‰. Под голоценовым торфом залегают слоистые пылеватые супеси и мелкие пески мощностью 4–15 м, которые также подстилаются торфами. Прослой торфов на нижней границе супесчано-песчаной пачки имеют радиоуглеродный возраст более 37 200 лет. В основании обрыва найдена кость северного оленя, по которой получен радиоуглеродный возраст $13\,770 \pm 480$ лет, календарный возраст – $16\,690 \pm 790$ кал. лет (ЛУ-6998). Супеси и пески вмещают сингенетические позднеплейстоценовые повторно-жильные льды мощностью 10 м и шириной 2–3 м в верхних частях жил. Нижние узкие части жил проникают в глины и пластовые льды на глубину 0,5–1,0 м. Значения $\delta^{18}\text{O}$ позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов изменяются в узких пределах и составляют от –24,8 ‰ до –24,5 ‰.^[13] На основании зависимости между средней температурой января и значениями $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных льдах Васильчука^[7] Г.Е. Облоговым^[17] определена средняя температура января во время формирования повторно-жильных льдов. В начале формирования повторно-жильного льда значения $\delta^{18}\text{O}$ равнялось –23‰. Следовательно, температура января в это время составляла около –34 °С.

Побережье Карского моря. Г.Е. Облогов в кандидатской диссертации^[17] привел данные по возрасту и изотопной характеристике едомных разрезов побережья Карского моря: на Западе Таймыра – мыс Макаревича – устье р. Крестьянка и мыс Сопочная Карга, на Гыданском полуострове – устье реки Еры-Маретаяха и мыс Паха-Сале, на острове Сибирякова.

Остров Сибирякова расположен в северной части Енисейского залива. Он относительно плоский, со средней высотой, уменьшающейся от центральной части (25–33 м н.у.м.) до прибрежной зоны (3–5 м н.у.м.). Под слоем торфа расположен слой серых наклонно-слоистых супесей и песков с растительными остатками. Ниже слой состоит из слоистых богатых железом песков толщиной до 1,2–2,0 м со следами деформации, включениями гальки, гравия, растений и торфа. Пески датированы от 13,3 до 31,4 тыс. лет. Пески залегают на темно-серой засоленной илистой супеси морского генезиса. Отложения формировались в течение MIS 3, более древняя дата (полученная методом IR-OSL) составляет 45,8 тыс. лет. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в ледяных клиньях колеблются от –22,1 до –16‰, величины $\delta^2\text{H}$ от –167,5 до –121‰.^[13]

Диксон. Наиболее полный разрез четвертичных отложений был изучен в районе Диксона, где в прибрежном обрыве обнажены два яруса повторно-жильных льдов. Позднеплейстоценовые повторно-жильные льды в этом районе имеют ширину от 0,4 до 3 м в верхней части и толщину более 5 м. Изотопный состав повторно-жильных льдов показывает изменения значений от –26,8 до –22,9‰ для кислорода и от –205 до –175‰ для дейтерия.^[13]

Едомная толща на мысе Саблера на берегу оз. Таймыр, расположенного к востоку от о-ва Ямал, обнаруживает заметное сходство строения и синхронность времени

формирования с Сеяхинской едомной толщей. По вмещающим ледяные жилы отложениям мыса Саблера получены почти безинверсионные серии датировок. Одна серия датировок от 28,5 до 13,5-14 тыс. кал. лет назад получена Л.Д. Сулержицким^[25] для отложений в интервале глубин 1-17 м; позднее, 13 датировок от 35,1 до 11,8 тыс. кал. лет назад получены для отложений на глубинах от 3 до 25 м.^[26] Согласно датировкам, едомные отложения на мысе Саблера формировались между 35 и 13-12 тыс. кал. лет назад, что близко к времени формирования Сеяхинской едомы.

В обнажении едомы мыса Саблера было вскрыто три яруса ледяных жил. Значения $\delta^{18}\text{O}$ во льду жил, датированных от 34,5 до 30,9 тыс. кал. лет назад, варьировали от $-31,5$ до $-28,3$ ‰; в жилах, датированных между 22 и 14 тыс. кал. лет назад, значения $\delta^{18}\text{O}$ варьировали от $-29,5$ до $-24,3$ ‰.^[27] Эти значения заметно ниже, чем в жилах Сеяхинской едомы, что объясняется более суровыми зимними климатическими условиями на п-ове Таймыр в позднем плейстоцене. Однако, отмечается и общая для обоих участков тенденция повышения значений $\delta^{18}\text{O}$ на завершающей стадии формирования жил.

П.Мёллер с соавторами в двух обстоятельных обобщениях^[28,29] рассмотрели данные из четвертичных осадочных толщ, исследованных вдоль реки Большая Балахня и речной системы Верхняя Таймыра-Логата на юге полуострова Таймыр. В статьях представлен состав фауны морских фораминифер и моллюсков, выделенный из проб донных отложений. Хронология последовательностей накопления отложений реконструирована на основе трех методов датирования: радиоуглеродное датирование органических детритов (из озерных/речных отложений) и моллюсков в морских отложениях (всего в Лаборатории радиоуглеродного датирования AMS геологического факультета Лундского университета, Швеция, было получено в общей сложности 66 радиоуглеродных датировок), датирование морских моллюсков с помощью электронного спинного резонанса и датирование с помощью оптически стимулированной люминесценции (OSL). Датирование воздействия земных космогенных нуклидов применялось к валунам, лежащим на вершинах моренных хребтов. На р. Логате рассмотрены данные по едомной толще с сингенетическими повторно-жильными льдами. Вмещающие отложения содержат мамонтовые бивни и череп возрастом около 43 тыс. кал. лет. Также они изучили толщу с 2 ярусами повторно-жильных льдов на р. Бол. Балахня.^[28]

И.Д. Стрелецкая и др.^[22] подвели итог исследованиям на севере Западной Сибири, по данным исследования восьми эталонных участков, содержащих едомные повторно-жильные и пластовые льды. Наиболее типичный разрез четвертичных отложений представлен двухслойной толщей. Верхняя часть разреза состоит из континентальных песчаных и супесчаных отложений накопившихся во время MIS2–MIS1 (сартанское время и голоцен). Ниже этого разреза морские и прибрежно-морские песчано-суглинистые и глинистые отложения образовались в течение MIS3–MIS5 (каргинское и докаргинское время). Во время MIS3 накопилась едомные отложения и образовывались ледяные клинья. В течение MIS3–MIS2 отмечено быстрое похолодание, сухой климат и образование сингенетических повторно-жильных льдов на суше и осушенном шельфе. На основе изотопного состава повторно-жильных льдов был подтвержден установленный Ю.К. Васильчуком^[19] факт того, что с MIS 4 по настоящее время в российской Западной Арктике преобладал западный атмосферный перенос. Существует выраженная географическая тенденция в изотопном составе льда с высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$, обнаруженными в западной и самыми низкими значениями в восточной части

исследуемого региона. Основываясь на изотопном составе едомных ледяных жил, среднеянварская температура воздуха в MIS3–MIS2, рассчитанная по уравнению Васильчука^[7,19] была на 10–15° С ниже, чем современная.

Едома севера Якутии

Батагайский провал

Батагайская котловина является уникальным активным обнажением многолетнемерзлых пород на севере центральной Якутии, имеющим мощность более 70 м и отражающим эволюцию едомы в самых суровых климатических условиях северо-востока России. Результаты начала активного исследования Батагайской котловины, практически одновременно опубликовали Дж.Мёртон с соавторами^[30], К.Ашастина с соавторами^[31] и Ю.Васильчук с соавторами^[32].

Дж.Мёртон с соавторами^[30] пришли к ряду предварительных выводов о толще многолетнемерзлых пород Батагайки. Они полагают, что золотой песок, который, вероятно, происходит из соседней поймы, аккумулировался постепенно на холмистой территории в течение многих тысяч лет, его мощность составляет несколько десятков метров. Многолетнемерзлые породы развивались сингенетически при формировании песчаных отложений с параллельным образованием в них многочисленных сингенетических ледяных жил. В результате сформировалось два ледовых комплекса. Во время снижения аккумуляции песка развивались несколько горизонтов палеопочв. Остатки древесины из верхней древесной линзы ориентировочно относятся к интерстадиальным условиям во время MIS 3 (57-29 тыс. лет назад), в свою очередь нижняя древесная линза указывает на межледниковые условия во время MIS 5 (130-71 тыс. лет назад). Песчаные отложения и палеопочвы между лесными пластами накопились во время MIS 4 (71-57 тыс. лет назад) или, возможно, до MIS 5.^[30,33]

К.Ашастина с соавторами^[31] получила OSL датировки, которые указывают на то, что обнажение вскрывает криолитогенную толщу, по крайней мере, с середины плейстоцена. Для радиоуглеродной масс-спектрометрии (AMS) использованы те растительные остатки, которые были идентифицированы. В образцах не обнаружено водных видов растений. Таким образом исключается влияние пресноводных вод на формирование отложений. Образцы многолетнемерзлых отложений из нижней части разреза отобраны для OSL (оптически стимулируемого люминесцентного датирования). К.Ашастина с соавторами^[31] выделили пять отдельных седиментологических слоев, представляющих разные фазы накопления: голоценовый покровный слой; позднеплейстоценовый едомный ледовый комплекс; органический горизонт, сформированный во время последнего межледникового периода; слоистые отложения без видимых ледяных жил; и еще один ледовый комплекс, вероятно, старше последнего межледникового. Выделенные пять криолитологических единиц характеризуют отдельные фазы в истории климата внутренней Якутии: наличие среднеплейстоценового ледового комплекса указывает на холодные климатические условия во время накопления слоя нижнего ледового комплекса. К.Ашастина с соавторами^[31] предположили, что межледниковые климатические условия существовали во время накопления насыщенного органикой слоя. Но в нем не было обнаружено ни растительных остатков, ни моллюсков, указывающих на водную или болотную среду. Напротив, растительные макроостатки отражали открытую лесную растительность, существующую в сухих условиях во время последнего межледникового периода. Позднеплейстоценовый едомный ледовый

комплекс (MIS 4-MIS 2), слагающий едомный ледовый комплекс, свидетельствует о наличии суровых холодных климатических условий когда температуры грунта могли быть на 8-10 °C ниже, чем сейчас. Общее заключение: едомный ледовый комплекс Батагайского обнажения может быть отнесен к среднегорному типу едомного ледового комплекса, удаленному от рек и морских побережий.^[31]

На момент исследования^[32] в 2017 г. Батагайское обнажение представляло собой отвесную стенку, высотой до 75 м. С поверхности до глубины 75 м залегают сильнольдистые едомные отложения. В самой западной части обнажения едомная толща разделена на два слоя: верхний мощностью 30-45 м и нижний - около 30 м. Верхний слой вмещает узкие ледяные жилы, шириной не более 1,5-2 м. Головы ледяных жил залегают на глубине 3-4 м (в некоторых местах они залегают практически у поверхности). Лед ледяных жил четко вертикально слоистый, насыщен грунтовыми супесчаными частицами, шириной до 1-2 см. Разделяющие жилы полигоны небольшие – в ширину редко превышают 4-5 м, и, как правило, составляют 1,5-3 м (но в западной части обнажения полигоны больше – до 10 м). В западном секторе обнажения в верхней части едомной толщи фациальный перьеобразный контакт с озерной или таберальной толщей (практически безо льда), в виде горизонтально клина длиной около 150-200 м внедряется в едомную толщу и сверху его перекрывает, а снизу подстилает едомная толща (до глубины 65-75 м). В этой нижней части ледяные жилы желтовато-серые косовертикально-слоистые, практически без включений грунта, тогда как в остальной части они преимущественно серого цвета. Едомные толщи в самой нижней части разреза подстилаются горизонтально-слоистой толщей суглинков, которая, возможно, представляет собой древние таберальные отложения. Толща содержит более 20 горизонтальных слоев, внизу более часто слоистых, в средней части выраженный горизонтальный темный слой, здесь слоистость реже, в кровле этой горизонтально-слоистой толщи наблюдается частое переслаивание за счет большего содержания органики. В повторно-жильном льду в основании едомной толщи колебания значений $\delta^{18}\text{O}$ составляют 2,6 ‰, в весьма отрицательном диапазоне (от -37,2 до -34,51‰), а вариации значений $\delta^{2}\text{H}$ достигли 23 ‰ (от -290,8 до -267,8‰).^[32] Это, по сути, самые низкие изотопные характеристики, полученные для едомных толщ Сибири. В более молодом повторно-жильном льду, вскрытом в самой верхней части Батагайской едомы, вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ составляют всего около 1 ‰ (от -34,83 до -33,8‰), а изменение значений $\delta^{2}\text{H}$ составило 17 ‰ (от -272,6 до -255,6‰). Реконструированные по вариациям $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных льдах палеотемпературы воздуха: среднезимняя – от -34 до -36 °C, среднеянварская температура – от -51 до -55 °C, – это самые низкие зимние температуры, полученные Ю.К.Васильчуком^[19, с. 26] для позднплейстоценового криохрона на территории Российской криолитозоны: в Куларе, Зеленом Мысу и Дуванном Яре реконструирована среднеянварская палеотемпература воздуха -48 °C, а в разрезе Плахинского Яра -49 °C^[19]. Пожалуй, только в нижней части разреза Иткиллик на Аляске зафиксированы низкие изотопные значения сопоставимые с Батагайскими – там также $\delta^{18}\text{O}$ немного ниже -35‰. На картах распределения январских палеотемператур воздуха на севере Евразийской криолитозоны, составленных для позднего плейстоцена Ю.К.Васильчуком в 1992 г.^[13, с. 261], Батагай находится внутри изолинии – 48 °C на карте палеорекострукции для периода 30-25 тыс. лет назад и внутри изолинии -44 °C на карте для периода 22-14 тыс. лет. Материалы по изотопному составу повторно-жильных льдов Батагайки и реконструированная по ним палеотемпература января – ниже -51 °C^[32] в полной мере подтвердили достоверность этих карт.

Ю.Васильчук с соавторами^[32] пришли к следующим выводам:

А. Повторно-жильные льды на глубинах 5-10 м, 68-70 м и 65-73 м пресные и имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав, на глубине 21 м и в текстурном льду на глубинах 30-60 м преобладает Mg, что может указывать на отличные условия формирования этих ледяных тел, соотношение хлоридов и сульфатов указывает на континентальный характер формирования льда.

Б. В целом, по сравнению с льдами ледников химический состав рассмотренных повторно-жильных льдов Батагайского разреза однороден, то есть в пределах каждой жилы распределение элементов слабоконтрастно.

В. Повторно-жильные льды на глубине 65-73 м отличаются наиболее низким содержанием большинства химических элементов, возможно, они формировались в условиях, когда зимние осадки были менее минерализованы, что может свидетельствовать о низком уровне содержания пыли в зимних осадках, и вероятно низкой эоловой активности в период формирования жил. Эти жилы также наиболее близки по химическому составу к воде р.Батагайка. Повторно-жильные льды на глубине 5-10 и на глубине 68-70 м более минерализованы, что может свидетельствовать о сравнительно более высоком содержании пыли в зимних осадках в период их формирования.^[32]

Г. Повторно-жильные льды, вскрытые на глубине 68-70 м и на глубине 5-10 м формировались в очень близком температурном диапазоне: среднезимняя температура воздуха была близка к $-34, -35^{\circ}\text{C}$, а среднеянварская температура воздуха составляла $-51, -53^{\circ}\text{C}$, об этом свидетельствуют изотопные значения: в среднем $\delta^{18}\text{O}$, $-34,4\text{‰}$ и $-34,36\text{‰}$, а $\delta^2\text{H}$ $-265,0\text{‰}$ и $-266,3\text{‰}$. В несколько более суровых условиях формировались повторно-жильные льды на глубине 65-73 м: среднезимняя температура воздуха была близка к -36°C , а среднеянварская палеотемпература воздуха составляла $-54, -55^{\circ}\text{C}$ – в этой жиле среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ – $-35,69\text{‰}$, а средняя величина $\delta^2\text{H}$ – $-276,0\text{‰}$.^[32]

К. Ашастина в диссертации^[34] и в обобщающей статье с соавторами^[35] на основании анализа останков ископаемых организмов, включая макрофоссилии растений, древесный уголь, пыльцу и беспозвоночных, сохранившихся в сингенетических отложениях Батагайской толщи, реконструировала плейстоценовую палеораствительность стадий МИС6–МИС2: для описания истории растительности, начиная с предпоследней холодной стадии МИС 6, был выделен 41 растительный комплекс. Луговые степи, аналогичные современным сообществам *Festucetalia lenensis*, формировали основную растительность во время заальской и вислинской холодных стадий. Криволинейные виды характерные для тундростепной растительности ассоциации *Carici rupestris-Kobresietea bellardii* оказались неожиданно малочисленными для отложений вислинской холодной стадии. В последнее межледниковье основной растительностью на этом участке был редколесье, напоминающее современную лиственничную тайгу. Обилие древесного угля указывает на лесные пожары во время последнего межледниковья. На зоогенные нарушения местной растительности указывало наличие рудеральных растений, особенно обильной *Urtica dioica*, что позволяет предположить, что эта территория была межледниковым рефугиумом для крупных травоядных животных. Сохранение растений и беспозвоночных, характерных для луговой степной растительности во внутренней Якутии на протяжении всего позднечетвертичного периода, указывает, по мнению К.Ашестиной^[34] на

климатическую непрерывность и демонстрируют пригодность этого региона в качестве рефугиума для других организмов плейстоценовой мамонтовой степи, включая знаковых крупных травоядных.

Ю.К. Васильчук с сотрудниками в течение 6 лет выполнял детальные криолитолого-изотопные и геохронологические исследования Батагайского разреза, в результате чего в Батагайской едоме впервые были получены: высокоразрешающие изотопно-кислородная и дейтериевая диаграммы в повторно-жильных льдах. [\[32,36-44\]](#) AMS ^{14}C датировки микровключений органики в повторно-жильных льдах верхнего и нижнего ярусов, [\[37,38,42-44\]](#) изотопный состав углерода и полиарены в педогенном материале ледяных жил, [\[39-41\]](#) вертикальное и горизонтальное распределение микро- и макроэлементов в ледяных жилах, [\[32,39\]](#) а также выполнены прецизионное сравнение изотопных данных по двум близко расположенным соседним ледяным жилам. [\[44\]](#)

Ю.К. Васильчук с соавторами [\[36\]](#) построили высокоразрешающие изотопно-кислородную и дейтериевую диаграммы для повторно-жильных льдов Батагайской едомы, составленные по данным из детально отобранных ПЖЛ №3 и ПЖЛ №2. Изотопно-кислородные диаграммы позволили реконструировать ход среднеянварских температур воздуха и выстроить их в хронологической последовательности на диаграммах. [\[36\]](#)

Ю.К. Васильчук и Дж.Ю. Васильчук представили серию первых AMS датировок микровключений органики в ПЖЛ №3 верхнего яруса Батагайской едомы. [\[37\]](#) Получено семь новых ^{14}C датировок, все они конечные и распределены в диапазоне от 22 760 до 29 910 радиоуглеродных лет (или от 27,1 до 33,8 тыс. кал. лет). В распределении датировок есть небольшие инверсии: более древние датировки располагаются выше более молодых, которые могут объясняться двумя причинами. Во-первых, тем, что отбор производился не во фронтальном сечении жилы и, кроме того, вскрытие было таким, что в обнажении как единое ледяное тело было вскрыто и пересечение двух перпендикулярных жил. Во-вторых, наличие переотложенной органики естественно для мёрзлых толщ и повторно-жильных льдов. В-третьих, глубина проникновения морозобойных трещин при формировании Батагайской едомы была экстремально большой (о чём косвенно свидетельствуют значительные вертикальные размеры едомы и жил, располагающихся в ней) и, видимо, изменялась от года к году, что приводило к разной глубине проникновения трещин и органического материала по ним. Эти обстоятельства, возможно, и привели к тому, что датировки 27,4 (около 31 тыс. кал. лет) и 24,4 тыс. лет (около 28 тыс. калибр. лет) оказались выше двух датировок 22 тыс. лет (около 27 тыс. кал. лет). С учётом этих ограничений время образования ПЖЛ № 3 датировано периодом от 25 до 34 тыс. кал. лет назад. [\[37\]](#)

Ю.К. Васильчук с соавторами [\[38\]](#) датировали микровключения органического материала, представленного органической пылью: осевшими почвенными и биогенными аэрозолями, органическими пылевидными частицами – пылью и спорами, полициклическими ароматическими углеводородами и др., из мощных плейстоценовых сингенетических повторно-жильных льдов, вскрывающихся в нижней части обнажения Батагайской едомы с помощью ускорительной масс-спектрометрии для решения проблемы установления времени начала накопления едомной толщи. Датированные авторами мощные плейстоценовые сингенетические повторно-жильные льды: ПЖЛ № 5, ПЖЛ № 6 и ПЖЛ № 7, вскрывающиеся в нижней части обнажения Батагайской едомы, формировались 38–47 тыс. лет назад, или примерно 42–49 тыс. калибр. лет назад. [\[38\]](#)

В двух статьях, обобщающих данные радиоуглеродного датирования в верхней и в нижней частях Батагайской едомы Ю.К. Васильчук с соавторами [\[42,43\]](#) рассмотрели данные датирования микровключений органического материала в 13 образцах из верхнего и нижнего ярусов мощных плейстоценовых сингенетических повторно-жильных льдов, вскрывающихся в обнажении Батагайской едомы с помощью ускорительной масс-спектрометрии (AMS), а также результаты детальных изотопных определений значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в 3 сингенетических жильных льдах (ПЖЛ № 3, ПЖЛ № 5 и ПЖЛ № 7): 39, 53 и 79 образцов соответственно. Получены новые интересные выводы:

А. Повторно-жильные льды Батагайской едомы формировались в период МИС-3, от 48 до 43 тыс. кал. лет назад (нижний ярус) и в период МИС-2, от 37 до 24 тыс. кал. лет назад (верхний ярус).

Б. Ледяные жилы, формировавшиеся в течение МИС-3, располагаются на разных абсолютных высотах: одна на высоте 239–227 м над уровнем моря, вторая — на высоте 274–266 м над уровнем моря, при этом по ним получены очень близкие радиоуглеродные датировки, что является хорошим показателем склонового генезиса отложений Батагайской едомы.

В. Диапазон изотопных значений в повторно-жильных льдах обоих ярусов достаточно узкий: в ледяных жилах, формировавшихся в период МИС-3, вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ составили 3‰ (от –35,36 до –32,36‰), величин $\delta^2\text{H}$ — 38‰ (от –276,0 до –238,1‰); в ледяных жилах, формировавшихся в период МИС-2, вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ не превышали 2,5‰ (от –34,83 до –32,47‰), величин $\delta^2\text{H}$ — 17‰ (от –272,60 до –255,60‰).

Г. По изотопным данным рассчитана среднеянварская температура воздуха позднего плейстоцена для Батагайского разреза и для ряда опорных разрезов, на северо-западе Якутии. Показано, что наиболее низкая среднеянварская температура воздуха (в этот период была в районе Батагайки (–51, –53°C), тогда как в районах, которые располагаются на 500-600 км севернее где ледяные жилы также активно росли в течение стадий МИС-3 и МИС-2 (Кулар, мыс Мамонов Клык, острова Курунгнах-Сисе и Буор-Хая) среднеянварская температура воздуха была выше на 5–7°C и составляла около –44....–48°C. Это объясняется существованием в позднем плейстоцене зимой Якутского антициклона, он был также выражен, как и в настоящее время. [\[42,43\]](#)

Ю.К. Васильчуком с соавторами [\[44\]](#) впервые выполнено диагностическое сравнение изотопных данных из параллельно расположенных ледяных жил из единого разреза. Основная задача этой работы – сравнить результаты изотопного анализа, полученные по параллельным и синхронным повторно-жильным льдам, вскрытым в едином обнажении в верхней части Батагайской едомы и проанализировать их прецизионность, т.е. меру близости независимых результатов изотопного исследования двух жил, их сходства и различий. Это может позволить более объективно рассчитывать как средние, так и экстремально-низкие палеотемпературы на основании изотопных данных. В устьевой части термоэрозионного оврага, вскрывающего в юго-восточную часть Батагайского кратера, выполнено детальное изотопное опробование двух протяженных ледяных жил: ПЖЛ-17 - и ПЖЛ-20 параллельно до глубины 13,1 м, ниже - только по жиле ПЖЛ-17 - до глубины 22,1 м. Ледяные жилы ПЖЛ-17 и ПЖЛ-20 Батагайской едомы, располагаются параллельно друг другу на расстоянии от 5 до 10 м и пересекают едомную толщу до глубины более 20 м. По не идентифицированным органическим микроостаткам во льду

ПЖЛ-17 с применением AMS, получены 4 радиоуглеродные датировки: из супеси с органическими включениями непосредственно над жилой на глубине 1,30 м получена голоценовая дата 10510 кал. лет, на глубине 3,3 м из осевой части ледяной жилы получена дата 26140 кал. лет, на глубине 12,3 м (из-за изменения угла вскрытия ледяной жилы, образец отобран в 0.5 м слева от оси жилы), его ^{14}C возраст составил 29100 кал. лет, на глубине 21,1 м в нижней части ПЖЛ образец отобран из осевой части, его ^{14}C возраст - 42220 кал. лет. Полученные новые AMS радиоуглеродные датировки, позволяют с большой долей вероятности заключить, что обследованные мощные сингенетические повторно-жильные льды, вскрывающиеся в верхней 20-метровой части обнажения Батагайской едомы, начали накапливаться не позже 42 тыс. кал. лет назад, а закончили формирование около 11,7 тыс. кал. лет назад. Таким образом, ледяные жилы в верхнем ледовом комплексе Батагая в центральной части обнажения накопились в течение 30 тыс. лет. [\[44\]](#)

Вертикальные записи в жилах ПЖЛ-17 и ПЖЛ-20 разделены по глубине на 4 фрагмента: а) 1,3-1,7 м; б) 1,9-7,1 м; в) 7,3-11,5 м; г) 11,7-13,1 м, а в более мощной жиле ПЖЛ-17 дополнительно выделен фрагмент д) 13,3-22,1 м. В интервале а - 1,3-1,7 м - значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{2}\text{H}$ изменяются практически синхронно в обеих жилах но изотопные значения существенно различаются, средние значения для ПЖЛ-17: значения $\delta^{18}\text{O} = -31,21\text{‰}$, величины $\delta^{2}\text{H} = -237,03\text{‰}$, для ПЖЛ-20: $\delta^{18}\text{O} = -33,37\text{‰}$, $\delta^{2}\text{H} = -251,0\text{‰}$. В интервале б (1,9-7,1 м) - значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{2}\text{H}$ изменяются практически синхронно в обеих жилах. Средние значения для ПЖЛ-17: $\delta^{18}\text{O} = -33,82\text{‰}$, $\delta^{2}\text{H} = -250,83\text{‰}$, для ПЖЛ-20 значение $\delta^{18}\text{O} = -33,74\text{‰}$, величина $\delta^{2}\text{H} = -260,10\text{‰}$. В интервале в (7,3-11,5 м) - наблюдается противоположное распределение изотопных значений, при этом значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{2}\text{H}$ как правило ниже в ПЖЛ-20 по сравнению с ПЖЛ-17. Средние изотопные значения в ПЖЛ-17: $\delta^{18}\text{O} = -33,70\text{‰}$, $\delta^{2}\text{H} = -259,28\text{‰}$, средние изотопные величины в ПЖЛ-20: $\delta^{18}\text{O} = -34,49\text{‰}$, $\delta^{2}\text{H} = -265,94\text{‰}$. В интервале г (11,7-13,1 м), наблюдаются экстремально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ для ПЖЛ-17 - $-36,07\text{‰}$, в то время как для ПЖЛ-20 значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{2}\text{H}$ близки к средним по разрезу: средние величины изотопных значений в ПЖЛ-17 $\delta^{18}\text{O} = -35,36\text{‰}$, $\delta^{2}\text{H} = -275,86\text{‰}$, средние изотопные значения of ПЖЛ-20 $\delta^{18}\text{O} = -34,40\text{‰}$, $\delta^{2}\text{H} = -268,49\text{‰}$. В интервале д в ПЖЛ-17 (13,3-22,1 м), средняя величина $\delta^{18}\text{O} = -35,12\text{‰}$, $\delta^{2}\text{H} = -272,79$, отмечены экстремально низкие значения для рассматриваемой совокупности данных $\delta^{18}\text{O} = -36,16\text{‰}$, $\delta^{2}\text{H} = -282,10\text{‰}$. По результатам исследований получены следующие выводы:

А. Изученный крупный фрагмент Батагайской едомы, формировался от 45 до 23 калибр. тыс. лет назад. В едином почти вертикальном обнажении едомы вскрывается более 5 сингенетических ледяных жил длиной более 20 м и шириной в верхней части 2,3-2,5 м. Жилы располагаются на расстоянии 2-3 м друг от друга.

Б. Выполнено сопоставление детальных изотопных записей двух соседних сингенетических ледяных жил ПЖЛ-17 и ПЖЛ-20, подробно отобранных по вертикали (через 0.2 м). Также проведено опробование в 5 горизонтальных профилях. Вертикальные записи в жилах ПЖЛ-17 и ПЖЛ-20 разделены по глубине на 4 фрагмента: а) 1,3-1,7 м; б) 1,9-7,1 м; в) 7,3-11,5 м; г) 11,7-13,1 м, в более мощной жиле ПЖЛ-17 дополнительно выделен фрагмент д) 13,3-22,1 м. [\[44\]](#)

В. В детально изученных жилах ПЖЛ-17 и ПЖЛ-20 выделены фрагменты (а и б) на одних

и тех же глубинах, изотопные записи которых совпадают или очень близки. Также обнаружены фрагменты жил (фрагменты в и г), где на одних и тех же глубинах изотопные записи которых различаются по значениям $\delta^{18}\text{O}$ на 1,5‰, а по значениям $\delta^2\text{H}$ более чем на 10‰. [44]

Г. Выявлены существенные различия изотопного сигнала из соседних ледяных жил на одних и тех же глубинах, вероятнее всего различия обусловлены принадлежностью этих жил к разным полигональным системам: ПЖЛ-17 к полигональной системе первичной генерации, ПЖЛ-20 к полигональной системе второй генерации, располагающейся внутри первичной полигональной сети. Это приводило к более редкому растрескиванию вторичной полигональной сети, которое происходило только в наиболее суровые зимы. [44]

Д. Изотопная характеристика соседних параллельных ледяных жил позволяет расширить диапазон палеотемпературных реконструкций и получить информацию, как о средних, так и об экстремальных температурах зимнего периода для того или иного промежутка времени, в течение которого формировались жилы.

Ю. К. Васильчук с соавторами опубликовали ряд статей, посвященных рассмотрению распределения микроэлементов [39] и изотопному составу углерода и полиаренов в педогенном материале ледяных жил Батагайской едомы [39,40], а также, для сравнения, вариаций содержания ПАУ и соотношения содержания углерода и азота в почвах в районе Батагайки [41]. Изотопный состав углерода липидов в органическом материале, включенном в ледяные жилы Батагайской едомы соответствует составу растений с типом фотосинтеза C_3 , то есть имеет педогенное происхождение. По мере увеличения глубины ледяной жилы и возраста включений изотопный состав углерода почвенных липидов обнаруживает тенденцию к облегчению. Высокое содержание ПАУ в ледяных жилах Батагайской едомы (до 430 нг/г, в среднем 170 нг/г) может указывать на то, что данный материал сформировался из богатых органическим веществом субстанций (гумусовых или заторфованных почвенных горизонтов). [40] По сравнению с данными работ, выполненных для арктических почв, количество ПАУ в педогенном материале исследованных ледяных жил является несколько повышенным. В составе ассоциации ПАУ присутствуют гомологи нафталина и фенантрен в качестве доминирующих компонентов. Комбинации полученных параметров (содержания органического углерода от 1,2 до 3,2%, значения $\delta^{13}\text{C}$ от -26,2 до -31,1‰, преобладание в составе ПАУ фенантрена и гомологов нафталина) в педогенном материале ледяных жил Батагайской едомы являются, по-видимому, результатом сочетания следующих процессов: а) привнесения ПАУ с богатыми органическим веществом субстанциями (материале гумусовых горизонтов древних почв и др.); б) привнесения некоторых количеств тяжелых углеводородов (в частности, бенз(а)пирена) с материалом, образовавшимся в результате природных пожаров; в) избирательного разложения липидных компонентов с последующим изотопным облегчением общей липидной фракции в процессе почвообразования (до момента попадания осадка в ледяные жилы). Содержание полиаренов и состав ассоциации ПАУ в ледяных жилах Батагайской едомы могут являться отражением смены ландшафтов на данной территории. [40]

Уточненная высота Батагайского обнажения составляет от 50 до 92 м, длина и ширина более 1 км. С поверхности примерно до глубины 75 м вскрывается вертикальная стена сильнольдистых едомных отложений. Батагайский разрез был разделен на несколько

основных стратиграфических единиц [33,45] в соответствии с результатами датирования по ^{14}C , OSL, IRSL, $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$: Верхний песок (возрастом от 15 090 до 42 390 лет); верхний ледовый комплекс (возрастом от 27 160 до 52 210 лет); нижний песок (возрастом >123 200 лет (OSL)) и нижний ледовый комплекс (около 650 тыс. лет назад). Между верхним ледяным комплексом и нижним песком находятся линзы древесных остатков мощностью до 3 м.

Дж. Мёртон с соавторами [45] выполнили исследования возраста практически всех свит Батагайского разреза разными методами. Все имеющиеся хроностратиграфические данные по Батагайскому обнажению, приведенные в [45], обобщены из: [30-32, [36-38,42-43] и др.].

Согласно данным люминесцентного датирования возраст четырех исследованных повторно-жильных комплексов находятся в правильном стратиграфическом порядке, то есть без возрастных инверсий. Повторно-жильный лед из верхнего ледового комплекса имеет возраст на 10 ± 19 тыс. лет старше, чем повторно-жильный лед из верхнего песка. Повторно-жильный лед из нижнего ледового комплекса, на 573 ± 42 тыс. лет старше, чем повторно-жильный лед из верхнего ледового комплекса [45]. Шесть датировок OSL были получены из фракций кварца и К-полевых шпатов. Нижний повторно-жильный комплекс, отобранный на глубине 49,5 м, дал возраст кварцевого OSL 244 ± 16 тыс. лет. Верхний повторно-жильный комплекс, отобранный на высоте 5 м над его основанием, дал кварцевый OSL возраст $57,5 \pm 5,8$ тыс. лет и К-полевой шпат возраст $90,5 \pm 6,2$ тыс. лет. Верхний песчаный блок, отобранный на глубине 11, 2,3 и 2,1 м ниже поверхности земли, по кварцу дал возраст OSL $40,0 \pm 3,9$ тыс. лет, $41,0 \pm 3,9$ тыс. лет и $27,1 \pm 2,1$ тыс. лет.

Радиоуглеродное датирование Батагайского мегаоврага может быть использовано только для верхней части разреза, в нижней части разреза получены запредельные радиоуглеродные даты. На основе всех имеющихся радиоуглеродных датировок, но исключая те, которые разными авторами рассматриваются как переотложенные, установлено, что слой верхних песков имеет конечный возраст от 15,09 до 42,39 тыс. кал. лет. Возраст верхнего ледового комплекса - от 27,16 до 52,21 тыс. кал. лет.

^{14}C датирование разных видов органики оказалось в различной степени полезным для определения возраста ледовых комплексов в Батагае. Датированные органические образцы ($n = 40$) из верхнего ледового комплекса, верхнего песчаного блока и покровного слоя включают остатки растительных макрофоссилий (фрагменты древесины, ветки, листья, стебли, корни *in situ*, древесный уголь), помет белки, останки насекомых и неопознанные микровключения в повторно-жильных льдах. Калиброванный возраст варьируется от 0,39 тыс. кал. лет назад до 51,92 тыс. кал. лет назад, а многие датировки не являются конечными. Интерпретация конечных ^{14}C датировок, выявляет ряд проблем. Во-первых, некоторые материалы, особенно фрагменты древесины, вероятно, переработаны – например, в результате эрозии, и поэтому дают максимальный возраст отложения осадка. Следовательно, необходимо сравнивать ^{14}C -возраст, с возрастом, полученным другими методами, только из материала, отобранного *in situ*. Измерения глубины, полученные из разных частей большого и топографически изменчивого рельефа мегаоврага, должны были быть хорошо сопоставлены, поскольку это вносит значительную погрешность в определение точного стратиграфического положения образцов. Эта ошибка усугубляется наклоном слоев вниз по склону, переменной толщиной и сложной геометрией стратиграфических единиц, а также локальными

нарушениями в распределении повторно-жильного льда и минеральной составляющей едомы. Тем не менее, оценки возраста позволяют в общих чертах предположить, что покровный слой имеет голоценовый возраст, верхний песок начал формироваться где-то в пределах 3-й морской изотопной стадии (МИС) 58–28 тыс. лет назад и его формирование продолжалось в период МИС 2 28–11,7 тыс. лет назад, а верхний ледовый комплекс развивался в течение МИС 3, но время начала его формирования неизвестно, так как самые древние датировки находятся за пределами ^{14}C датирования (старше 40–50 тыс. лет).

Дж. Мёртон с соавторами^[45] считают лучшим материалом для ^{14}C датирования растительный материал, который может быть идентифицирован таксономически и находится *in situ*. Если материал *in situ* недоступен, то лучше датировать хрупкие органические остатки, которые вряд ли пережили значительную переработку и, вероятно, представляют палеоэкологические условия и, следовательно, местную среду.

Поскольку метод $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ дает относительные даты по отношению к исходной точке с известным возрастом, для этих возрастных определений необходимо использовать другую доступную информацию о возрасте для ограничения возраста эталонного ледяного повторно-жильного льда. Дж. Мёртон с соавторами^[45] решили не выбирать самый молодой и самый верхний повторно-жильный лед из верхнего песка в качестве опорного эталона повторно-жильного льда, потому что он расположен всего на 2 м ниже современной поверхности и его изотопный состав довольно близок к составу голоценового повторно-жильного льда поблизости^[45]. Следовательно, нельзя исключить, что этот лед является эпигенетическим голоценовым, то есть он сформировался значительно позже времени отложения его вмещающих отложений возраста от МИС 3 до МИС 2. Вместо этого Дж. Мёртон с соавторами^[45] в качестве эталона для $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ результатов выбрали повторно-жильный лед из верхнего ледового комплекса. На основании имеющихся ^{14}C датировок для этого повторно-жильного льда (калиброванный средний возраст 29 тыс. лет) и вмещающих отложений (> 50 тыс. лет), период 40 ± 10 тыс. лет назад выбран как базовый возраст для $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ для расчета возраста повторно-жильного льда. Представляется, что выбор эталонного возраста произведен недостаточно обоснованно, поскольку для выбора точки отсчета необходимо проанализировать все имеющиеся непротиворечивые датировки по ПЖЛ из одного и того же стратиграфического слоя.

Возраст повторно-жильных льдов из более древних слоев составляет 51 ± 30 тыс. лет для повторно-жильного льда из верхнего ледового комплекса и 624 ± 51 тыс. лет для повторно-жильного льда B17–IW1 из нижнего ледового комплекса. Примечательно, что большой диапазон неопределенности для $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ возраста охватывает оценку OSL возраста из верхнего ледового комплекса, но несколько моложе, чем pIRIR возраст. $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ возраст повторно-жильного льда B17–IW1 из нижнего ледового комплекса является явно старше, чем возраст OSL из нижнего ледового комплекса, но попадает в диапазон неопределенности обоих возрастов pIRIR. Из-за длительного времени полураспада ^{36}Cl (434 тыс. лет), метод гораздо лучше применим к древним льдам (средний плейстоцен), чем к более молодым (поздний плейстоцен). Результаты, полученные методом $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ следует использовать не как единственный источник информации, а как дополнительное доказательство в сочетании с другими результатами датирования.

Синтез датировок четырех методов датирования, выполненный Дж. Мёртоном с соавторами^[45] позволил оценить вероятный возраст нижнего ледового комплекса, верхнего едомного комплекса и верхнего песка. Нижний ледовый комплекс дает два pIRIR возраста 658 ± 74 тыс. лет и 693 ± 97 тыс. лет из песка, они неотличимы не только друг от друга, но и от единственного возраста $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ в 624 ± 51 тыс. лет из ледяного клина B17-IW1. Эта согласованность дает возможность предположить, что нижний ледовый комплекс развивался в течение раннего среднего плейстоцена или ранее, и предварительно можно предположить, что возраст нижнего ледового комплекса составляет около 650 тыс. лет (MIS 16) или старше.^[45]

Верхний едомный ледовый комплекс демонстрирует согласие между возрастами, полученными тремя из четырех методов датирования. Шестнадцать конечных ^{14}C датировок от более 50 до 27 тыс. лет^[36-38,42-43] и семь запредельных датировок ^{14}C из различных участков внутри едомной толщи, один редуцированный возраст $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$, равный 51 ± 30 тыс. лет, и один OSL возраст $67,6 \pm 9,9$ тыс. лет указывают на развитие верхнего ледового комплекса в течение 3-й стадии МИС, возможно, прекратившегося в начале 2-й стадии МИС.

Датировки верхних песков демонстрируют согласие между возрастами, полученными двумя методами датирования. Восемь конечных ^{14}C датировок от более 42 до 15 кал. тыс. лет и две запредельных датировки ^{14}C возраста довольно близки к трем датировкам методом OSL $40,0 \pm 3,9$ тыс. лет, $41,0 \pm 3,9$ тыс. лет и $27,1 \pm 2,1$ тыс. лет. На эти OSL-даты влияет загрязнение кварца полевым шпатом, но удаление этого загрязнителя предполагает, что любой возрастной сдвиг на этих глубинах будет статистически незначительным. Согласие усиливается для образцов органики, которые были явно *in situ* (например, корни) или включали тонкий органический материал (например, хрупкие листья *Empetrum nigrum*), которые вряд ли пережили бы значительную переработку. Эта выборка дает три конечных ^{14}C возраста от корневищ *in situ* более 27 и 22 тыс. лет с глубины около 1 м ниже поверхности земли и одну дату более 41 кал. тыс. лет с глубины 18,5 м. Кроме того, датировка около 42 тыс. лет была получена с глубины около 11 м, хотя образец считается менее надежным, чем корневища (поскольку это разнородный комплекс, состоящий из листиков веточек и остатков осок - *Scyphaeae*). Три даты, полученные методом pIRIR $61,0 \pm 3,7$ тыс. лет, $50,9 \pm 3,5$ тыс. лет и $45,5 \pm 2,9$ тыс. лет, несколько старше, чем датировки ^{14}C и OSL, что можно объяснить остаточными дозами в К-полевых шпатах. В целом, Дж. Мёртон с соавторами^[33,45] пришли к выводу, что верхний песчаный блок накапливался в течение МИС3 и МИС2, хотя для подтверждения этого и определения времени начала осадконакопления необходимо дальнейшее датирование.

Результаты датирования позволяют предположить, что нижний ледовый комплекс сформировался во время или до 16-ой МИС (около 677–622 тыс. лет назад), т.е. периода, совпадающего с максимальным оледенением в Северном полушарии. Дж. Мёртон с соавторами^[45] утверждают, что Батагайским разрезом, судя по датировкам более 650 тыс. лет вскрыта самая древняя известная многолетнемерзлая толща в Западной Берингии и вторая по возрасту в Северном полушарии. Древняя многолетняя мерзлота в Батагае относится к раннему-среднему плейстоцену, который начался около 774 тыс. лет, во время MIS 19. Древние многолетнемерзлые толщи в Батагае указывают на то, что сильнольдистая многолетнемерзлая толща пережила неоднократные эпизоды потепления климата, и даже исключительно теплые и влажные условия во время

"супермежледниковья" - 420 тыс. лет назад, более тёплого, по сравнению с современным климатом, а также последнее межледниковье (MIS 5e) и теплый летний период оптимума голоцена. Очевидно, что нижний ледовый комплекс, погребенный под более, чем 50 метрами многолетнемерзлых отложений, был устойчив к естественным изменениям климата и окружающей среды в течение многочисленных ледниково-межледниковых циклов, но он уязвим к антропогенным нарушениям и локальной термокарстовой активности. На основании данного исследования Дж. Мёртон с соавторами^[45] сделали четыре важных вывода. Во-первых, хорошее согласие оценок возраста между двумя независимыми методами датирования (pIRIR датирование К-полевого шпата из песка и $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ датирование льда) обеспечивает разумную степень уверенности в датировании древней многолетней мерзлоты, сохранившейся с момента последнего межледниковья. Во-вторых, метод $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ является хорошим способом датирования древнего повторно-жильного льда. Этот метод больше подходит для датирования более древних подземных льдов и вмещающих их отложений (средний плейстоцен), чем более молодых осадков (поздний плейстоцен). В-третьих, если pIRIR и $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ датировки верны, то древние многолетнемерзлые толщи в пределах нижнего ледового комплекса в Батагайском мегаовраге сохранились с начала среднего плейстоцена (около 650 тыс. лет назад или ранее) и представляют собой самые древние многолетнемерзлые толщи, известные в западной Берингии и вторым (после ледяных жил на Клондайке, датированных трековым методом - более 700 тыс. лет) по возрасту фрагментом датированной многолетней мерзлоты в Северном полушарии. В-четвертых, древние многолетнемерзлые толщи в Батагае были устойчивы к многочисленным эпизодам потепления климата и изменения окружающей среды, но уязвимы к локальным нарушениям в результате антропогенной и термокарстовой деятельности.

Будущие исследования по датированию многолетнемерзлых отложений и льдов в Батагайском мега овраге необходимы как для подтверждения полученных ранее результатов, так и для того, чтобы пролить свет на несоответствие между результатами датирования нижнего ледяного комплекса и нижнего песка, а также нижнего песка и древесного слоя.^[45]

Дж. Мёртон и Т.Опель с коллегами^[46] показали, что Батагайский мегаовраг исключителен в двух отношениях. Во-первых, он обеспечивает уникальный доступ к очень древним многолетнемерзлым породам и имеет огромный потенциал для реконструкции палеоэкологических условий и изучения прошлых взаимодействий климата и многолетнемерзлых пород, начиная со среднего плейстоцена.

Во-вторых, он демонстрирует высокую чувствительность многолетнемерзлых пород, богатых льдом, к резкому оттаиванию в результате нарушения рельефа.

Батагайский мегаовраг является крупнейшим известным обнажением многолетнемерзлых пород в мире. Обнажение вскрывает последовательность отложений многолетнемерзлых пород плейстоцена, которые фиксируют взаимодействие коллювиальных, эоловых и перигляциальных процессов на склоне холма, эпизодически зараставшего лесом в течение последних 650 тыс. лет или более, в ответ на изменчивость климата. Из многолетнемерзлых пород были извлечены многочисленные кости, зубы и случайные туши плейстоценовых и голоценовых млекопитающих. Мегаовраг развивался в течение нескольких десятилетий в три этапа: 1) оврагообразование, 2) оттаивание и 3) мегаоползни. Сравнение Батагайского мегаоврага с мегапровалами на северо-западе Канады (плато Пил) обнаруживает ряд сходств и различий с точки зрения их

геоморфологии, многолетнемерзлых отложений и четвертичной истории.^[46]

Л.Йонгедженс с соавторами^[47] взяли пробы пяти стратиграфических единиц, и проанализировали липидные биомаркеры (алканы, жирные кислоты и спирты). Анализ биомаркеров указал на то, что органическое вещество в едоме лучше сохранилось и оно более высокого качества, чем других свитах. Таким образом, едомные отложения обладают более высоким потенциалом разложения органического вещества, хотя они составляют лишь 25 % общего пула органического вещества в Батагайском разрезе. Быстрое разложение легко разлагаемого органического вещества потенциально может привести к значительным выбросам парниковых газов. Это исследование выявило сходные биогеохимические признаки холодных периодов: нижний ледовый комплекс (морская изотопная стадия (МИС 16 и ранее), нижний песчаный комплекс (где-то между МИС 16–МИС6) и верхний ледовый комплекс (МИС 4–МИС 2). Органическое вещество в этих подразделениях имеет наземный характер, и микробная активность, вероятно, была ограниченной. Распределение n-алканов и жирных кислот, напротив, отличалось для толщ межледниковья: древесного слоя (МИС 5), разделяющего нижнюю песчаную пачку и верхний ледовый комплекс, и голоценового покрова (МИС 1) поверх ледникового комплекса. Древесный слой, маркирующий некоторую деградацию мерзлых пород, содержал маркеры наземного происхождения (стеролы) и высокого микробного разложения (изо- и антеизожирные кислоты). В голоценовом чехле биомаркеры указывали на влажные условия осадконакопления, здесь идентифицированы^[47] разветвленные и циклические алканы, вероятно, микробного происхождения. Голоценовые слои характеризуется более высоким разложением органического вещества. Эти данные показывают, что существенных изменений растительности преобладающей луговой степи в течение холодных периодов не было: в течение МИС 16, между МИС 16 и МИС 6 и МИС 4–МИС2. Древесный слой (МИС 5), и эродированного и накопленного материала, показал высокое содержание органического вещества высших растений и сильное микробное разложение. Для относительно более теплых периодов инвентаризация биомолекул указывает на более высокую микробную трансформацию органического вещества и, следовательно, на снижение качества органического вещества. Напротив, в более холодные периоды биомолекулы предполагают переменное, но в целом более высокое качество органического вещества по сравнению с более теплыми периодами. Анализ биомаркеров древних многолетнемерзлых отложений способствует лучшему пониманию того, как органическое вещество включается и сохраняется в многолетнемерзлых отложениях.^[47]

Ойгосский Яр

Т.Опель с коллегами в составе совместной российско-немецкой экспедиции обследовали известное обнажение Ойгосский Яр, на берегу пролива Дмитрия Лаптевых^[48]. Типично едомные отложения в разрезе представлены серо-коричневыми опесчаненными супесями и суглинками с включениями торфа, которые происходят из захороненных криогенных почв, и фрагментов веток, корней растений и мелкого, рассеянного растительного детрита. Сингенетические повторно-жильные льды имеют вертикальную протяжённость более чем 20 м и ширину более 3-4 м. В соответствии с радиоуглеродными датировками едомный ледовый комплекс был образован, примерно от 49,4 до 36,3 тыс. лет назад. В ледяных жилах едомного комплекса средние значения $\delta^{18}\text{O} = -30,8 \text{ ‰}$, а величины $\delta^2\text{H} = -240,2 \text{ ‰}$, средняя величина $d_{\text{ex}} = 5,9 \text{ ‰}$, уравнение для линии регрессии $\delta^2\text{H} = 8,33 \times \delta^{18}\text{O} + 15,92$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ порового и сегрегационного льда показали огромный разброс и изменяются между -34.5 и -18.5

‰, а величины $\delta^2\text{H}$ варьируют от $-253,9$ до $-150,5$ ‰. Согласно Т.Опелю и др. [48] едомный комплекс начал формироваться в районе Ойгосского Яра с как минимум 50 тыс. лет назад, подтверждая ранние выводы Г.Ф. Грависа, Т.Н. Каплиной и А.В. Ложкина, С.В. Томирдиаро и др. Огромный разброс величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ порового и сегрегационного льда внутри едомного ледяного комплекса отражает, преимущественно вторичные процессы фракционирования, а не климатические условия [48]. Для климатической интерпретации Т.Опель предложил экспериментальную классификацию средних значений $\delta^{18}\text{O}$ для повторно-жильных льдов (сходная классификация была предложена в 1987 г. Ю.К. Васильчуком для жил Дуванного Яра) с шестью классами (экстремально холодные: от -38 до -35 ‰; очень холодные: от -35 до -32 ‰; холодные: от -32 до -29 ‰; умеренные от -29 до -26 ‰; тёплые: от -26 до -23 ‰; очень тёплые: от -23 до -20 ‰) [48]. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ -31 и -240 ‰ в едомных жилах подтверждают холодные зимние температуры в течение формирования повторно-жильных льдов, но отражают немного более тёплые температуры, чем в предшествующее юкагирское и быччыгыйское время. Изменчивость в значениях $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ с высотой в едоме отражает изменение зимних температур от очень низких (холодных) до умеренных. [48]

Остров Собо-Сисе в дельте Лены

С. Веттерихом с соавторами [49,50] исследованы криостратиграфия и изотопный состав в 511 образцах едомного повторно-жильного льда на острове Собо-Сисе в дельте Лены. Три профиля отложений были отобраны в непосредственной близости друг от друга, чтобы охватить весь разрез многолетнемерзлых пород с разрешением 0,5 м. Перекрытия при отборе проб были применены для учета возможного влияния рельефа на развитие полигонально-жильных комплексов при развитии многолетнемерзлых пород. Первый профиль охватывает самую верхнюю часть обнажения между 24,2 и 15,5 метрами, датируемую от 2440 до 27 540 кал. лет. Второй профиль - соседнее обнажение полигона было отобрано между 18,8 и 10,2 м., датируемым от 25 680 до 40 840 кал. лет. Третий - самый нижний профиль отобран примерно в 120 м к востоку между 13,4 и 0,8 м., он датирован от 41 420 до более 50 000 кал. лет. Составленная последовательность не является непрерывной и отражает три временных промежутка, которые связаны с эрозионными перерывами. Один перерыв очевиден примерно между 36 и 29 тыс. кал. лет назад, второй перерыв между 20 и 17 тыс. кал. лет назад и третий перерыв - примерно между 15 и 7 тыс. кал. лет назад. [49]

Возрастные инверсии наблюдаются в многолетнемерзлых породах как следствие проявления криогенных процессов, таких как криотурбация, термоэрозия. Наглядным свидетельством проявления термоэрозии является разрез Собо-Сисе, где один из образцов имеет возраст $15\,294 \pm 67$ лет (18 570 кал. лет), в то время как весь профиль датируется от 25 680 до 40 840 кал. лет. [49] Вполне вероятно, что дата 18 570 кал. лет, скорее следствие переотложения в оттаявшем состоянии отложений, которые были повторно отложены и представляют собой смешение голоценовой органики с более древним органическим материалом. Для подтверждения этого предположения был отобран дополнительный растительный материал из того же образца (совокупный материал был датирован по *bulk* образцу 18 570 кал. лет назад), и этот растительный материал был датирован 40 840 кал. лет назад. [49]

Датированы три профиля повторно-жильных льдов блока А. Семь ^{14}C дат из профиля

колеблются во временном интервале от 48 660 до 36 970 кал. лет назад. Здесь же обнаружен один образец с запредельным возрастом >48 500 лет назад. Повторно-жильный лед датирован 43 270 и 30 930 кал. лет. Органический материал, экстрагированный непосредственно из повторно-жильного льда дал ^{14}C возраст 49 610 кал. лет назад. Повторно-жильный лед блока В был датирован двумя датами – 25 350 и 23 470 кал. лет назад. Вмещающие едомные отложения на высоте от 18 до 20 метров над уровнем реки показали возрастной диапазон от 23 170 до 21 940 кал. лет назад, что в целом согласуется с предполагаемым временем формирования повторно-жильного льда [49]. В ледяной жиле блока А средние значения $\delta^{18}\text{O} = -29,7\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -232\text{‰}$ и $d_{\text{exs}} = 5,2\text{‰}$. Повторно-жильный лед показывает идентичные средние величины: $\delta^{18}\text{O} = -29,7\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -231\text{‰}$, но более высокие значения d_{exs} , которые составляют 7,2 ‰. Восточная часть профиля характеризуется более низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (на 4 ‰), $\delta^2\text{H}$ (на 40 ‰) и d_{exs} (на 4 ‰) по сравнению с основной частью профиля, которая отнесена к блоку С. Средние значения составляют: $\delta^{18}\text{O} = -29,6\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -230\text{‰}$ и $d_{\text{exs}} = 6,8\text{‰}$, они близки к соответствующим значениям двух других профилей повторно-жильных льдов блока А. [49]

В повторно-жильных льдах блока А получены обеднённые средние изотопные значения: $\delta^{18}\text{O} = -29,9\text{‰}$ (диапазон от $-31,4\text{‰}$ до $-26,9\text{‰}$) и $\delta^2\text{H} = -232\text{‰}$ в (диапазон от -244‰ до -213‰). Они находятся в основном ниже глобальной линии метеорных вод (ГЛМВ) и показывают низкие значения d_{exs} между 5,2 ‰ и 7,4 ‰ по сравнению с блоками В и С. Наклон линий соотношения на диаграммах $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ для ледяных жил из блока А варьирует от 7,2 до 8,3. Изотопный состав повторно-жильных льдов отличается в западной части профиля более высокими средними изотопными значениями: $\delta^{18}\text{O} = -28,8 \pm 0,5\text{‰}$ в, $\delta^2\text{H} = -225 \pm 5\text{‰}$ и $d_{\text{exs}} = 5,8 \pm 0,9\text{‰}$. Наклон линий соотношения на диаграммах $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ равен 9,4. Можно полагать, что изотопный состав всех повторно-жильных льдов несет уверенную палеоклиматическую информацию для зимнего сезона и существенно не изменяется процессами вторичного фракционирования. Данные по стабильным изотопам ледяных жил Собо-Сисе, в основном, хорошо вписываются в региональную картину центрального побережья моря Лаптевых и дельты Лены, а также в крупномасштабную картину, представленную Т.Опелем, и отражают холодные и стабильные зимние климатические условия в течение позднелейстоценового криохрона. Ледяные жилы блока А (МИС 3) (среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -29,7\text{‰}$; среднее значение $\delta^2\text{H} = -231,8\text{‰}$) несколько менее изотопно истощены по сравнению с полуостровом Быковский (среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -30,8\text{‰}$; среднее значение $\delta^2\text{H} = -242,8\text{‰}$) на востоке и острове Курунгнах-Сисе (среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -31,6\text{‰}$; среднее значение $\delta^2\text{H} = -247,6\text{‰}$) на западе. Напротив, значения d_{exs} несколько выше в Собо-Сисе (среднее значение $d_{\text{exs}} = 5,7\text{‰}$) по сравнению с Быковским (среднее значение $d_{\text{exs}} = 3,7\text{‰}$) и Курунгнах-Сисе (среднее значение $d_{\text{exs}} = 5,3\text{‰}$). Для повторно-жильных льдов МИС 2 картина аналогична, с несколько менее изотопно истощенными значениями для Собо-Сисе (среднее значение $\delta^{18}\text{O} = \text{около } -28,8\text{‰}$; значение $\delta^2\text{H} = -224,6\text{‰}$) и немного выше значения $d_{\text{exs}} = 7,4\text{‰}$ по сравнению с Быковским (средние значения $\delta^{18}\text{O} = -30,6\text{‰}$, значение $\delta^2\text{H} = -239,5\text{‰}$; $d_{\text{exs}} = 5,1\text{‰}$). Поскольку отобранные повторно-жильные льды, вероятно, отражают разные временные срезы МИС 3 и МИС 2 и,

следовательно, небольшие различия не следует пространственно интерпретировать в терминах зимних температурных различий. Изотопный состав ледяных жил Собо-Сисе не обнаруживает существенных различий между ледяными жилами блоков А и В, датированных МИС 3 и МИС 2. Это может свидетельствовать о том, что глобально холодный последний ледниковый максимум во время МИС 2 не отражается в зимних климатических данных ледяных жил Собо-Сисе. [\[49\]](#)

Кулар

Ю.К. Васильчуком и А.К. Васильчук исследованы сингенетические повторно-жильные льды и возраст склоновой едомы в предгорье хребта Кулар ((70,6431° с.ш., 134,3550° в.д.) [\[51\]](#) и их изотопный состав. [\[52\]](#) В детально изученном фрагменте на пологом склоне южной экспозиции долины руч. Бургуат, 0.5 км к западу от устья ручья Эмись, толща с ПЖЛ располагается в виде наклонного (уклон 4–5°) увала протяженностью по склону более 1 км. Абсолютные отметки подошвы едомы колеблются от 95 м у ручья до 110–120 м в верхней части склона, а кровли – от 105 до 140 м. В разрезе встречаются как мощные сингенетические ПЖЛ, пронизывающие всю толщу, так и многоярусные ПЖЛ. Головы многоярусных жил залегают на разных глубинах: 0-1 м, 4-5 м, 8,5-10 м, 15-17 м. Всего прослеживается три-четыре яруса ПЖЛ. Ширина жил достигает 3 м, лед коричневатого-серый с примесью торфа и супеси. Расстояние между ПЖЛ составляет 13-15 м. Прослеживается различие между жилами, направленными вдоль и поперек склона. ПЖЛ, расположенные вдоль склона, симметричны, залегают субвертикально, достигают в ширину 3-3,5 м. ПЖЛ, расположенные перпендикулярно падению склона, как правило, асимметричны, значительно уже, их ширина в верхней части 1,5-2 м, залегание наклонное вплоть до субгоризонтального. [\[51\]](#)

Датировки древесины и торфа в самой нижней торфяной линзе на глубине 17,8-18,0 м за пределами радиоуглеродного метода, но на глубине 17,6 м, практически там же ствол лиственницы датирован в интервале 47244-42769 кал. лет. [\[51\]](#) Надежно датирована только нижняя часть разреза едомы, где содержится большое количество разнообразного органического материала. Датировки по древесине, костному материалу и чистому торфу не противоречат друг другу. Согласно результатам датирования, начало накопления едомных отложений в изученном авторами разрезе относится к периоду около 47(50) тыс. кал. лет. Очевидно, жила №1 сформировалась примерно в интервале 47-45 тыс. кал. лет назад. Древесина на глубине 17,6 м имеет возраст около 47 тыс. кал. лет, а торф на глубине 11,2 м имеет возраст около 37 тыс. кал. лет, т.е. прирост едомных отложений происходил со скоростью около 0.7 м за 1 тыс. лет. Эту скорость вертикального прироста ПЖЛ и вмещающих отложений мы приняли постоянной для Куларской едомы. Верхние 11 м вмещающих отложений, следовательно, накапливались не менее 10-17 тыс. лет. Судя по тому, что жила №2 начала формироваться в процессе завершения накопления торфа, период ее формирования можно отнести приблизительно к интервалу 37-25 тыс. кал. лет назад. Следовательно, едомные отложения начали формироваться не позднее 50(47) тыс. кал. лет назад, накопление завершилось не ранее 25 (22) тыс. кал. лет назад. После формирования супесчаной пачки около 47 тыс. кал. лет назад началось интенсивное накопление торфа, которое вызвало активный рост повторно-жильных льдов нижнего яруса, синхронных нижнему горизонту торфа и эпигенетических по отношению к подстилающим его супесям. [\[51\]](#) Первичное озеро, вероятнее всего, возникло как пойменное. Повышение базиса эрозии 42-40 тыс. кал. лет назад привело к возобновлению накопления озерно-аллювиальных супесей, законсервировавших нижний ярус повторно-жильных льдов. Жилы не росли, несмотря

на суровые геокриологические условия периода формирования супеси. Около 37 тыс. кал. лет назад базис эрозии вновь понизился, что привело к накоплению мощного слоя торфа, возобновился активный рост повторно-жильных льдов. Мощность этого торфяника превышает 2 м, позднеплейстоценовые автохтонные торфяники такой мощности на севере криолитозоны неизвестны. Налицо сочетание благоприятных факторов, обусловившее накопление торфа. Очевидно, это периферийная часть озерно-болотной вкладки. Процесс растрескивания, вероятно, происходил довольно часто и приводил к глубокому проникновению трещин, их большему раскрытию, что обеспечивало формирование жил среднего яруса на глубину более 6–8 м. Хвосты многих вновь формировавшихся жил среднего яруса достигали поверхности погребенных жил нижнего яруса, что способствовало формированию единого ледяного клина. Часть новых жил не достигала погребенных, о чем говорит разновысотное положение их хвостов. Подобный процесс вновь повторился около 33–27 тыс. кал. лет назад, когда накапливались супеси, а примерно 27 тыс. кал. лет назад начался интенсивный рост жил в ширину. Наиболее крупные жилы, формировавшиеся в этот период, также внедрялись и сливались с ранее образовавшимся жильным комплексом, а более мелкие или расположенные несколько в стороне формировались самостоятельно. [\[51\]](#)

Значения $\delta^{18}\text{O}$ повторно-жильных льдов склоновой едомы хребта Кулар варьируют от –32,6 до –30‰ [\[52\]](#), в текстурообразующих сегрегационных льдах в едомной толще величины $\delta^{18}\text{O}$ составляют от –35,6 до –22,1‰, в сегрегационных ледяных линзах – от –24,4 до –21,5‰. Для двух периодов позднего плейстоцена: 47–42 тыс. кал. лет назад и 37–32 тыс. кал. лет назад значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{ж}}$ (в районе хребта Кулар) составили –31 и –32,5‰ соответственно. Средняя январская температура в районе хребта Кулар 47–42 тыс. кал. лет назад была на 1–3,8°C выше, чем 37–32 тыс. кал. лет назад и составляла –46 и –49°C соответственно. Наиболее низкая средняя январская температура (примерно на 10°C ниже современной) в районе хребта Кулар относится к периоду 37–32 тыс. лет назад. [\[52\]](#)

Д.Ю.Большаинов с соавторами [\[53\]](#) приводят доказательства того, что едома, так как и все остальные геоморфологические уровни дельты и террасы побережья в дельте р. Лены сформировались в условиях периодических вековых колебаний уровня моря в конце позднего плейстоцена и голоцена. Новые данные получены ими при изучении химического состава отложений первой террасы дельты, подстилающих их осадков; из вод термокарстовых озёр, образовавшихся на останцах едомы. Скважина глубиной 65 м. пройдена в отложениях острова Самойловского в апреле 2018 г. Верхние 24 метра керна состоят из переслаивающихся песчаных супесей, песков и растительного детрита. Слоистость горизонтальная, иногда типа ёлочки. Аналогичные отложения вскрываются рекой в надводной части острова Самойловского и называются авторами слоёнкой. Ниже количество органического материала уменьшается, он залегает в виде линз растительного детрита, гравия и галек древесины. Первые гальки встречены на глубине 26–27 м, где они представлены осадочными породами. С глубины 41–42 метра хорошо окатанная галька состоит из изверженных пород (долерит) и её количество увеличивается к забою скважины. Характер проходок свидетельствует о том, что галечники слоями переслаиваются с песками и песчаными супесями. Разбурены также мелкие валуны. Последняя заметная линза растительного детрита поднята с глубины 49,5 м. С глубины 57,5 м достали гравийное зерно сердолика-агата. В нижней части среди преобладающей горизонтальной слоистости отложений встречаются и нередко наклонные слои, скорее всего косослоистых пачек. Образцы песка для определения

возраста методов IR-SL отобраны с глубин 36,6-36,8 и 64,85-65,0 м. Возраст отложений, вскрытых скважиной, голоценовый по другим разрезам и скважинам, во всяком случае, до глубины 30-31 м, где наблюдается стратиграфическое несогласие. Анализ микроэлементов проведён с помощью количественного рентгенофлуоресцентного анализа. Повышенные концентрации серы, брома, хлора и минимальные отношения стронция к алюминию в осадках на глубинах 2-5, 23-24 и 49-50 м свидетельствуют о том, что во время формирования этих отложений влияние морских вод распространялось, как минимум, до вершины дельты р. Лены. Механизмы осадкообразования при формировании едомы в конце позднего плейстоцена и при осадконакоплении в голоцене в дельте р. Лены по мнению авторов однотипны. В обоих случаях формировались мощные толщи органо-минеральных отложений при интенсивных колебаниях уровня моря. Отложения едомы отличаются от голоценовых только большим количеством подземных льдов, сформировавшихся в суровых климатических условиях. В обоих случаях накопление органо-минеральной массы происходило в закрытых от моря бухтах-эстуариях, но с прямым влиянием как подпора со стороны моря, так и периодического проникновения морских вод в устьевую область реки на десятки ^[1]сотни километров от современного края дельты. ^[53]

Г. Швамборн с соавторами ^[54] исследовали позднечетвертичную седиментацию в Беенчине-Салатинском кратере, расположенном западнее р. Оленёк на севере Якутии. В шурфах и скважинах неглубокого бурения (до 1,85 м) получен ряд голоценовых и 4 позднеплейстоценовых датировки: 46,5, 43,1, 31,3 и 28,2 тыс. лет по суммарной органике и угольку. В одной из скважин, расположенной неподалеку от берега, вскрыт реликтовый повторно-жильный лед. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в нем составляют от $-26,7$ до $-26,2$ ‰, величина $\delta^2\text{H}$ варьирует от $-203,5$ до $-200,3$ ‰, а значения d_{ex} от 9 до 11 ‰. ^[54]

Н.В. Торговкин с соавторами ^[55] обследовали изотопный состав подземных льдов Момо-Селенняхской впадины и Абыйской низменности в 5 обнажениях едомы вскрытых в долине реки Индигирки на участке протяженностью около 1000 км от пос. Усть-Нера до пос. Белая Гора. Здесь р. Индигирка пересекает хребет Черского, Момо-Селенняхскую впадину, Момский хребет и выходит на Абыйскую низменность. Первое обнажение расположено на левом берегу р. Индигирка, выше устья р. Тирехтях, в южной части Момо-Селенняхской впадины. Обнажение представляет собой подмыв цокольной террасы высотой до 41 м и длиной 2,5 км, в основании которой вскрываются наклонно залегающие алевролиты и песчаники. Выше, примерно до высоты 34 м, они перекрыты аллювиальными отложениями, представленными галечниками с песчано-гравийным заполнителем, выше залегают отложения ледового комплекса мощностью 5-6 м, представленные супесями и суглинками, в нижней с включениями щебня, гальки и гравия. Сингенетические повторно-жильные льды видимой мощностью до 6-7 м и шириной до 3 м. Второе обнажение находится на левом берегу р. Индигирка, на северной окраине Момо-Селенняхской впадины. Видимая мощность ледового комплекса составляет 10-12 м, ширина жил достигает 3 м. В краевой части термоцирка обнаружен термоэрозивно-пещерный лед мощностью около 1 м. Сингенетические ПЖЛ вертикально полосчатые, вмещающие отложения представлены сизо-серыми суглинками с оторфованными включениями и растительным детритом. Третье обнажение расположено на правом берегу р. Индигирки неподалеку от с. Крест-Майор. Ледовый комплекс вскрывается в термоцирках, его видимая мощность составляет 1-1,5 м, вмещающие отложения представлены серыми суглинками с включениями древесных остатков. Едомные повторно-жильные льды своими нижними концами проникают в подстилающие озерные отложения, представленные оглееными суглинками с включениями древесных

остатков, покрытых вивианитом. Ширина повторно-жильные льдов до 1 м. Четвертое обнажение – небольшой термоцирк с высотой задней стенки 6-7 м на правом берегу р. Селеннях. Повторно-жильные льды имеют видимую вертикальную протяженность 5-6 м, вмещающие грунты представлены буро-серым суглинком.^[55] Пятое обнажение – в урочище Малыхчин, расположено на правом берегу р. Индигирка, в 45 км ниже пос. Белая Гора. Протяженность обнажения около 2 км, высота 35 м относительно уровня р. Индигирки, имеет двухъярусное строение. Нижний уровень от уреза до 13 м сложен коричнево-серыми суглинками с сингенетическими повторно-жильными льдами шириной более 3 м. Здесь же были обнаружены эпигенетические повторно-жильные льды, ледогрунтовые жилы с волнисто-параллельным строением и термоэрозионно-пещерные льды, вложенные в сингенетические повторно-жильные льды. Позднеплейстоценовые сингенетические повторно-жильные льды имеют очень легкий изотопный состав: значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от $-37,6$ до $-30,1\text{‰}$, величины $\delta^2\text{H}$ изменяются от $-293,9$ до $-231,4\text{‰}$. Значения d_{exc} колеблются в пределах $-10,9\ldots 9,9\text{‰}$. Наиболее легким изотопным составом обладают льды первого обнажения расположенного выше устья р. Тирехтях, в южной части Момо-Селенняхской впадины.^[55] На совместной $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ диаграмме основная часть исследованных образцов жил располагается ниже линии ГЛМВ, что свидетельствует о преобладании процесса испарения. В голоценовых повторно-жильных льдах значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от $-31,5$ до $-25,5\text{‰}$, величины $\delta^2\text{H}$ изменяются от $-245,4$ до $-195,7\text{‰}$. Значения по d_{exc} составляют $6,3\ldots 10,9$. Для большей части голоценовых повторно-жильных льдов по значениям d_{exc} находятся в районе 8‰ , что говорит об их относительно равновесных условиях формирования жил. Ледогрунтовые жилы тоже обладают весьма легким изотопным составом: значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют в среднем $-35,7 \pm 0,8\text{‰}$, величины $\delta^2\text{H}$ – $-273,5\text{‰} \pm 10,4\text{‰}$, d_{exc} – $12,3 \pm 6,3\text{‰}$.^[55]

И.А. Платонов с соавторами^[56] описали строение и условия залегания едомы в долине среднего течения р. Индигирки. Самое южное, изученное авторами обнажение едомы располагается в Момо-Селенняхской впадине выше с. Соболах на северных склонах Чемалгинского хребта на широте $66^{\circ}05''$ на левом берегу Индигирки перед впадением р. Тирехтях. Высота поверхности здесь составляет 41 м над уровнем воды в реке, мощность едомы составляет всего 5-6 м. Отложения едомы представлены супесями бурыми и буровато-серыми, с включениями слабо- и среднеокатанного обломочного материала размером до 5 см, редко – до 10 см. Ширина ледяных жил составляет около 3 м, размер полигонов около 10 м. Подстилает едому толща серых гравийно-галечниковых отложений с песчаным заполнителем. Следующее обнажение едомы изучено на левом берегу Индигирки выше пос. Куберганя. Был обследован верхний по течению термоцирк шириной 95 м, в котором видимая мощность едомы составила 11,7 м. Едома подстилается аллювиальными гравийно-галечными отложениями, залегающими, на коренных породах. Отложения едомы представлены темным зеленовато-серым суглинком. Ледяные жилы имеют ширину до 3 м иногда больше, расстояние между ними около 12-13 м. Самая северная изученная авторами обнажение едомы находится в 45 км ниже по течению от пос. Белая Гора и расположено в пределах обнажения Малыхчин. Разрез вскрыт только в нижней части до высоты около 14 м и в верхней, вблизи водораздельной поверхности. Едомные отложения представлены супесями серовато-бурыми. Льдистость едомы в верхней части обнажения выше, чем в нижней.^[56]

А.В.Бартова^[57] исследовала едому на трёх участках Колымской низменности – на

побережье Восточно-Сибирского моря и на реках Малый и Большой Анюй. На побережье Восточно-Сибирского моря основной упор был сделан на изучение подстилающих едому отложений. Близ побережья в восточной части участка, на реке Неккеивеем, едома перекрывает неогеновую кору выветривания – голубовато-зелёные глины с округлыми «стяжениями», уплотняющимися к центру (до щебня зеленовато-серых песчаников, при разрушении которых, вероятно, и образовалась эта кора выветривания). В обрывах на берегу Восточно-Сибирского моря под суглинками едомной толщи залегают гравийники и галечники, считающиеся аллювием разного возраста – от Q_I до Q_{III} ; их аллювиальный генезис был принят «...по отсутствию находок морской фауны...». По наблюдениям А.В. Бартовой^[57] гравийно-галечниковая толща распространена гораздо шире вдоль берега, наблюдалась в маршрутах практически на всём их протяжении. Представлены эти отложения горизонтально- и косослоистыми гравийниками и галечниками, хорошей и средней окатанности, с прослоями и линзами песков, с включениями стволов деревьев диаметром до 10 см. Мощность толщи более 12 м. По характеру слоистости эти отложения можно отнести и к аллювиальным, и к прибрежно-морским. Едома в разрезах на побережье представляет собой плотные, мёрзлые, коричневатые-серые супеси и суглинки, с неясной либо с тонкой линзовидной слоистостью, с линзами и прослоями торфа, пылеватых песков, обилием растительного детрита, зёрнами вивианита и ярко-синей минерализацией по контакту с органическими остатками. В одном из разрезов встречено скопление горизонтально залегающих древесных остатков – стволов и веток, в том числе белой берёзы. На р. Неккеивеем в супесях и суглинках наблюдались прослойки песчаных гравийников мощностью до 0,25 м и линзы мелкого песка. К гравийному прослою приурочены находки позвонка, челюсти и бивней мамонта с ярко-синей минерализацией (вивианит) на поверхностях. В верхах береговых обрывов в супесях и суглинках часто наблюдались ледяные жилы, на контакте супесей и суглинков и ледяных клиньев – «затягивание» супесей и суглинков вверх. В обнажениях в низовьях Колымы, на реках Малый и Большой Анюй, изучали, в основном, нижние части и новые, и известные по литературным источникам опорных обнажений едомной толщи (Молотковский камень, Красивое, Станчиковский Яр). Во всех разрезах наблюдалось схожее строение: два уровня супесей и суглинков и разделяющий их торфяной горизонт. Верхние супеси и суглинки оторфованы, горизонтальная слоистость их подчёркивается прослоями и линзами торфа мощностью от первых миллиметров до первых сантиметров, с включениями растительных (древесных) остатков. Мощность толщи более 10 м. Торфяной горизонт представлен слоистым торфом с остатками травянистой и древесной растительности. В некоторых разрезах по простирающемуся торфяной слой замещается оторфованными супесями и суглинками либо переслаиванием алевроитов и торфов, с концентрацией на этом уровне остатков древесной растительности. Мощность до 2 м. Нижние супеси и суглинки – серые, на свежем срезе голубоватые, с тонкой (первые миллиметры) линзовидной слоистостью за счет чередования более светлых и более тёмных слоев (более светлые соответствуют более крупным, иногда песчаным супесям и суглинкам, более тёмные – более мелким), с включениями линз торфа, с рассеянными по слою растительными остатками (в основном стебли травянистых растений), с ярко-синими зёрнами вивианита и такой же минерализацией по контакту с органическими включениями. Мощность слоя более 20 м. Эта толща отнесена к аллювиальным либо озёрно-аллювиальным отложениям среднего плейстоцена. К торфяному горизонту и верхней части нижних суглинков приурочены находки пресноводных моллюсков. Размер раковин от 1 до 5 мм, редко крупнее. В осыпях у уреза воды часты находки костей наземных позвоночных. Во всех наблюдавшихся разрезах обнажаются повторно-жильные льды, в большинстве случаев они приурочены к «верхним» супесям и суглинкам. Видимая «высота» повторно-жильных льдов 4,5-5 м. На

контакте супесей и суглинков и ледяных клиньев часто «затягивание» супесей и суглинков вверх. На р. Малый Анюй в «нижних» супесях и суглинках наблюдались псевдоморфозы по повторно-жильным льдам. Исходя из проведенных наблюдений (гранулометрический состав, слоистость, находки растительности и фауны, зерен вивианита, наличие линз и прослоев торфа), А.В. Бартовой^[57] сделаны предварительные выводы: - нижние супеси и суглинки опорных разрезов формировались в условиях спокойного пресного мелководного бассейна (озерно-аллювиальные), верхние – еще более мелкого, заболоченного (ближе к озерно-болотным); - супеси и суглинки, описанные в разрезах на побережье Восточно-Сибирского моря схожи с нижней суглинистой толщей, но в их строении больше участие аллювиального фактора (присутствие прослоев песчаных гравийников с большим количеством щебня и плохо окатанного галечника); - во время накопления «верхних» супесей и суглинков, разделяющего супеси и суглинки торфяного горизонта и супеси и суглинки побережья Восточно-Сибирского моря произрастала древесная растительность, в том числе – белая береза; А.В. Бартова^[57] высказывает сомнение - стоит ли применять общее название «едомая толща» или показывать эти отложения, где возможно, отдельно как озёрно-болотные и озёрно-аллювиальные.

Низовья Колымы

Нижнее течение реки Колымы - один из ключевых районов для изучения едомы. Радиоуглеродные и изотопные исследования Колымских едомных толщ, выполнявшиеся уже 30-40 лет в этот период получили новый импульс, в основном за счет более детальных изотопных работ и применения датирования с помощью AMS. Определенный прогресс произошел и в разработке стратегии выбора наиболее достоверных датировок при радиоуглеродном датировании синкриогенных толщ^[58,59,60] учтена преимущественно морская или флювиальная природа большей части синкриогенных толщ (морских, аллювиальных, озёрных), очень хорошая сохранность органического материала в многолетнемерзлых осадках, неоднократное перезахоронение органических остатков из более древних толщ в более молодые. Рассмотрено современное переотложение органического материала в условиях субаквального синкриогенного осадконакопления, а также возможное переотложение органического материала в условиях субаэрально-субаквального синкриогенного осадконакопления. На основании проведенной ревизии датировок Ю.К. Васильчуком и А.К. Васильчук^[58,59,60] сформулирован ряд новых положений, которые могут положены в разработку стратегии адекватного радиоуглеродного датирования синкриогенных толщ:

- Переотложение органики в криолитозоне обычное явление, в синкриогенных отложениях аллохтонный органический материал встречается значительно чаще, чем автохтонный;
- Следует тщательно отбраковывать заведомо более древние образцы (и среди них, в первую очередь, имеющие запредельные датировки, которые обычно в полигонально-жильных комплексах переотложены).
- Ближе всех к истинному времени седиментации и синкриогенного промерзания всегда будет самая молодая датировка из всей серии полученных из того или иного горизонта дат.
- Сингенетические повторно-жильные льды являются лучшей средой и для накопления синхронных льдообразованию микрочастиц органики, и, практически идеальной средой длительной консервации органического материала. Это предоставляет возможность для адекватного радиоуглеродного датирования жил.

- На основании ревизии двух едомных массивов, содержащих около 100 ^{14}C дат, показано, что формирование вскрытой части повторно-жильного комплекса Дуванного Яра началось около 35-37 тыс. лет назад и закончилось около 13-10 тыс. лет назад, а формирование едомной толщи Мамонтовой Хайоты началось около 55 (или позднее) тыс. лет назад и закончилось около 10,8 тыс. лет назад.
- Наиболее молодые ^{14}C датировки в едомных толщах закономерно удревняются с глубиной, что, служит доказательством того, что они более адекватно датируют синкриогенные едомные толщи.
- Датируя синкриогенные толщи с применением AMS, надо очень точно подбирать синхронный материал для возрастных определений. Образцы, масса углерода из которых меньше 0,05 мг, могут давать неточный результат датирования. [\[58-60\]](#)

Д.В.Михалев и В.И.Николаев с коллегами [\[61,62\]](#) опубликовали две работы, посвященные реконструкции условий формирования подземных льдов, в основном едомных, Колымской низменности в позднем плейстоцене по результатам изотопных исследований. Проведены изотопные исследования многолетнемёрзлых пород на опорных разрезах Колымской низменности (Дуванный и Плахинский Яр в долине р. Колыма, Красивое, Молотковский Камень и Станчиковский Яр в нижнем течении р. Малый Анюй), которые позволили выполнить их климатостратиграфическое расчленение. Показано, что совместное использование изотопных методов ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$) полезно при изучении генезиса подземных льдов разного типа. Изученные ПЖЛ сформировались из воды атмосферного генезиса. Текстурирующие льды с массивной криотекстурой, видимо, представляют собой продукт морозного иссушения грунта (изотопное фракционирование в «закрытой системе»). При формировании текстурирующих льдов всех типов в холодные эпохи роль процессов массопереноса (вымораживания?) резко, возрастала по сравнению с тёплыми периодами плейстоцена. Изотопные данные позволили оценить диапазон вариаций средних январских температур в районе исследований в позднем плейстоцене – голоцене от $-32, -34$ °C до $-46, -48$ °C. [\[61\]](#) Позднее авторы уточнили, что диапазон вариаций средних значений январской температуры в позднем плейстоцене– голоцене составил от $-30...-48$ °C на Нижней Колыме и до $-32...-45$ °C в долине р. Малый Анюй. [\[62\]](#)

В.И. Соломатин в учебном пособии [\[63\]](#) обобщил изотопные данные, полученные им совместно с Д.В.Михалевым и М.А. Коняхиным. В главе 10, написанной совместно с М.А.Коняхиным, В.И. Соломатин рассмотрел различные особенности изотопно-кислородного состава повторно-жильных льдов. Ими рассмотрены изотопно-кислородный состав современных жильных льдов аллювиальных, озерно-болотных и прибрежно-морских отложений. В.И.Соломатин и М.А.Коняхин [\[63\]](#) рассмотрели процессы фракционирования изотопов кислорода при замерзании воды в морозобойной трещине, изменение первичного изотопного состава жильных льдов под влиянием процессов диффузии, сублимации и конденсации льда и сохранность изотопно-кислородной информации в древних жильных льдах. Для изотопного изучения едомных толщ важны разделы, написанные В.И.Соломатиным и М.А.Коняхиным [\[63\]](#) по датированию и реконструкции зимних палеотемператур воздуха по изотопии древних ледяных жил и повторно-жильных льдов опорных разрезов Колымской низменности.

В.И.Соломатин и М.А.Коняхин рассмотрели [\[63\]](#), достаточно ли талой снеговой воды для полного заполнения морозобойных трещин. Они сравнили физический объем морозобойных трещин с объемом воды, аккумулированном в снеге в зоне их

"водосбора". Для приморских низменностей Якутии характерно образование морозобойных трещин глубиной 3–5 м с максимальной шириной на подошве СТС (в период заполнения трещин водой) до 1 см. Для удобства принято, что в поперечном разрезе трещина имеет прямоугольную форму и ее ширина в основании такая же, как и на подошве СТС. Тогда морозобойная трещина длиной 10 м, глубиной 5 м и шириной 1 см будет иметь объем не более $0,5 \text{ м}^3$ (скорее всего, он будет меньше на 30–50 %, поскольку реальная трещина выклинивается вниз). Мощность снежного покрова на приморских низменностях Якутии к концу зимнего периода достигает 30–35 см. Средняя плотность снега на высокой пойме Колымы в районе пос. Нижнеколымск в конце января 1980 г. составляла $0,19 \text{ г/см}^3$. Если воспользоваться этими данными и принять, что высота снежного покрова на прирусловой отмели, низкой и зрелой пойме в конце зимнего периода составляет не менее 30 см, то получается, что на площади в 1 м^2 аккумуляровано $0,06 \text{ м}^3$ воды. Из этого следует, что для заполнения морозобойной трещины длиной 10 м, глубиной 5 м и шириной 1 см площадь водосбора должна быть менее 9 м^2 . Это соответствует полосе грунта шириной 0,45 м по обе стороны от трещины. Очевидно, что в реальных условиях площадь водосбора морозобойных трещин гораздо больше (так как для низких уровней не характерно развитие полигонально-валикового микрорельефа), и поэтому объем талой снеговой воды значительно превышает объем морозобойных трещин.^[63] Довольно близки значения изотопного состава современных ПЖЛ зрелой и высокой пойм Колымы, а также современных жильных ростков на едоме, что указывает на существенную роль талой снеговой воды в их формировании. Изотопный состав пойменных ростков несколько тяжелее состава ростков едомы и по своим значениям приближается к изотопному составу половодной воды р. Колыма, что может указывать на участие последней в его формировании. Однако никакого противоречия здесь нет, поскольку половодные воды на 90 % состоят из талой снеговой воды и лишь на 10 % из речной. Следовательно, даже та часть морозобойных трещин, которая заполняется половодной речной водой, по существу заполняется талой снеговой водой.^[63]

Ю. К. и А. К. Васильчук издали серию статей, посвященных детальному рассмотрению возраста и изотопного состава едомных разрезов в низовьях Колымы: Плахинского Яра^[64], Бизона^[65], Зелёного Мыса^[66], их корреляции^[67].

По результатам изучения изотопного состава едомы Плахинского Яра в обнажении Каретовской едомы, расположенном у зимовья Плахино на берегу Стадухинской протоки р. Колымы реконструированы зимние палеотемпературы воздуха в низовьях Колымы 30–12 тыс. лет назад.^[64] Показано, что в обнажении Плахинского Яра развиты позднеплейстоценовые двухъярусные узкие повторно-жильные льды с размерами полигонов не более 3–5 м. Начало накопления едомной толщи датируется 32 тыс. кал. лет назад, начало формирования вскрытой нижней части жил – периодом 30–25 тыс. кал. лет назад, а завершение накопления едомной толщи датируется не позднее 12 тыс. кал. лет назад. Существенно негативный изотопный состав ПЖЛ в опорных разрезах едомных толщ низовий р. Колымы дает возможность отнести весь период от 30 до 12 тыс. лет назад к единому позднеплейстоценовому криохрону. Данные по изотопному составу жил в опорных разрезах едомных толщ Плахинского Яра, Зеленого Мыса, Дуванного Яра, Красивого, Амбарчика позволяют сделать вывод о существенно более суровых, чем современные, зимах, господствовавших здесь в конце позднеплейстоценового криохрона. Наиболее низкая среднеянварская температура воздуха (на $14\text{--}17^\circ\text{C}$ ниже современной) в низовьях Колымы получена авторами для периода от 30 до 28 тыс. кал.

лет назад, что соответствует резкому снижению температуры в глобальном масштабе – третьему событию Хайнриха.^[64]

А.К.Васильчук с соавторами^[65] привели результаты комбинированного ^{14}C анализа пыльцы и микровключений органики для датирования ледяных жил едомы Бизон, расположенного немного ниже по течению Дуванного переката и пришли к ряду важных выводов:

- а. Применение AMS ^{14}C метода к датированию концентрата пыльцы и спор позволяет оценить степень автохтонности пыльцевого спектра и обеспечивает привязку его к абсолютной шкале времени;
- б. Датированные палиноспектры помимо хорошей хронологической привязки, обладают достоверной информацией о палеоландшафтах;
- в. Признаками разновозрастности компонентов палиноспектров повторно-жильных льдов является наличие доплейстоценовых палиноморф, различная степень сохранности пыльцевых зерен и спор;
- г. Высокое содержание частиц угля может оказать воздействие на результат AMS ^{14}C датирования концентрата пыльцы и спор в том, случае, если частицы угля отличаются по возрасту от пыльцы и спор;
- д. AMS ^{14}C датирование подтвердило вертикальную стратификацию льда в жилах, так доказано их сингенетическое накопление, когда более молодой лед, даже при клинообразном внедрении в ранее накопившуюся жилу, оказывается стратиграфически выше, а более древний – ниже;
- е. Датирование повторно-жильного льда по горизонтали впервые доказало что он накапливается не строго в каком-либо одном направлении;
- ж. Детально исследован лед, непрерывно формировавшийся от 32 до 26 тыс. лет назад. Судя по полученным датам, повторно-жильные льды накапливались в это время практически непрерывно.^[65]

Реконструкция среднеянварской палеотемпературы воздуха 48-15 тыс. кал. лет назад по изотопно-кислородному составу едомы Зеленого Мыса, расположенного на правом берегу р.Колымы выполнена Ю.К.Васильчуком и А.К.Васильчук^[66] на основании неоднократного детального изучения изотопно-кислородного состава ПЖЛ и обобщения всех радиоуглеродных данных по разрезу. Подтверждено циклитное строение толщи едомы Зеленого Мыса и циклическое изменение условий формирования ПЖЛ, выделены субаквальные и субаэральные этапы накопления едомных отложений и ПЖЛ. Показано, что в едомной толще Зеленого Мыса в низовьях развиты позднеплейстоценовые трех-, двухъярусные широкие повторно-жильные льды и погребенные узкие ледяные жилы, фиксирующие отдельные этапы формирования едомного комплекса. Установлен календарный возраст едомы Зеленый Мыс: начало накопления едомной толщи датируется 48 тыс. кал. лет назад, завершение – 15 тыс. кал. лет назад. В разрезе Зеленый Мыс выделены три цикла в динамике изотопного состава повторно-жильных льдов, датируемые: 46–41, 37–32 и примерно 24–22 тыс. кал. лет назад. Данные сопоставления с изотопным составом жил в опорных разрезах едомных толщ Плахинского Яра, Дуванного Яра, Станчиковского Яра, Черского и других позволяют сделать вывод о существенно более суровых, чем современные, зимах, господствовавших в низовьях Колымы в конце позднеплейстоценового криохрона. Наиболее низкая среднеянварская температура воздуха (на 15 °C ниже современной) в низовьях Колымы получена авторами для периода от 37 до 25 тыс. кал. лет назад, что

соответствует снижению температуры в глобальном масштабе.^[66]

Фундаментальной работой международного коллектива авторов, под руководством Дж.Мёртона стала статья-монография опубликованная в журнале *Permafrost and Periglacial Processes* в 2015 г.^[67] Дж. Мертон с соавторами^[67] получили около 50 новых радиоуглеродных датировок в дополнение к почти 100 датировкам, опубликованным ранее^[58,60,68]

Отмечено, что в составе органической фракции в едомных отложениях Дуванного Яра преобладает полуразложившийся мелкий растительный материал, с мелкими частицами корней. Более крупные древесные корни и фрагменты древесины встречаются редко. Отмечены два органических слоя толщиной 0,15–0,20 м, на высоте 11,7 и 30,2 м над уровнем реки. Сингенетические жилы льда суммарной высотой не менее 34 м и больше, шириной в несколько метров проникают в едому и содержат незначительное количество рассеянных супесей и суглинков.^[67] Возрастная модель отложения едомы в Дуванном Яре основана на 47 определениях ^{14}C из сводного разреза и дополненный тремя OSL-датировками по зернам кварца. Возрастная модель для отложения едомы основывается на датах от $19\,000 \pm 300$ кал. лет на глубине 36,7 м до примерно 50 000 кал. лет на высоте 4,3 м над уровнем реки. В статье рассмотрены альтернативные механизмы формирования отложений: эоловый генезис и полигенетический озерно-аллювиальный и склоновый генезис.^[67]

Итогом детального рассмотрения едомных толщ в низовьях Колымы стали изотопные и палеотемпературные корреляции позднеплейстоценовых опорных разрезов Колымской низменности.^[69] Для периода 47-42 тыс. кал. лет назад, наиболее низкая температура января отмечается для района Дуванного Яра -48°C . Как следует из результатов опробования ПЖЛ в едоме Зеленого Мыса на этом участке долины Колымы среднеянварская температура не поднималась выше -45°C . Позже в интервале 37-32 тыс. кал. лет назад в районе Зеленого Мыса среднеянварская температура снизилась до -49°C . В интервале 30-25 тыс. кал. лет назад среднеянварская температура в районе Зеленого Мыса составляла -45°C , а в районе Плахинского Яра снижалась до -51°C . В период 24-22 тыс. кал. лет назад среднеянварская температура в долине Колымы по сравнению с предыдущим интервалом не изменилась: в районе Зеленого Мыса -45°C и в районе Дуванного Яра -48°C . 20-18 тыс. кал. лет назад в долине Колымы наиболее низкие среднеянварские температуры отмечены для района Плахинского Яра -48°C , в районе Дуванного Яра чуть выше -46°C , а в районе Зеленого Мыса -47°C , т.е. это не самые низкие температуры. В период 16-12 тыс. кал. лет назад среднеянварская температура в долине Колымы оставалась низкой в районе Зеленого Мыса (-45°C) и в районе Дуванного Яра и Плахинского Яра (-46°C). Изотопные данные показывают, что среднеянварские температуры в наиболее холодные эпохи были на $12-15^{\circ}\text{C}$ ниже современных и колебались от -48 до -51°C , а в более умеренные отрезки времени от -40 до -45°C .^[69]

Станчиковский Яр. Ю.К.Васильчук с соавторами^[70] исследовали распределение стабильных изотопов кислорода и водорода в известном разрезе едомных отложений Станчиковского Яра на реке Малый Аней. Приводятся результаты наблюдения цикличности едомы Станчиковского Яра другими авторами: Г.С.Константиновой, Т.П. Кузнецовой, Т.Н.Каплиной и О.В. Лахтиной, Д.В. Михалевым, С.В. Губиным и О.Г.Заниной. Большинство авторов описывают в разрезе Станчиковского Яра от 3 до 4 криоциклов, с которыми связаны несколько ярусов погребенных жил и несколько

горизонтов погребенных почв и торфяников. Ю.К.Васильчуком с соавторами^[70] зафиксировано не менее трех ярусов криоциклитов, представленных жилами, сложенными серым (реже желтовато-серым) вертикальнослоистым льдом. В ледяной жиле нижнего яруса значения $\delta^{18}\text{O}$ вдоль горизонтальной оси варьируют в диапазоне около 1,7‰ – от –31,06 до –32,74 ‰. Наиболее высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (от –31,06 до –31,62‰) получены в краевых частях жилы, наиболее низкие (от –32,11 до –32,74 ‰) – в центральной части жилы. В ледяной жиле среднего яруса наиболее высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ также получены в краевых частях жилы (–31,62 и –31,76 ‰), в центральной части жилы и вдоль вертикальной оси значения $\delta^{18}\text{O}$ варьировали между –32 и –33 ‰. Полученные значения изотопно-кислородного состава льда жил коррелируют с данными Д.В.Михалева и В.И.Николаева с соавторами^[61,62] по ледяным жилам нижнего фрагмента обнажения Станчиковского Яра, по которым ими были получены наиболее низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ от –30,1 до –32,1 ‰. Учитывая радиоуглеродные датировки нижнего горизонта погребенных почв, полученные С.В.Губиным и О.Г.Заниной, можно предположить, что возраст исследованных нами ледяных жил нижнего яруса более 30-34 тыс. лет, а среднего яруса близок к 25-29 тыс. лет. Для количественной палеотемпературной оценки изотопных вариаций использовано соотношение полученное Ю.К. Васильчуком.^[7] В период, примерно от 25 до 40 тыс. лет назад, судя по стабильно низким значениям изотопно-кислородного состава, геокриологические условия были довольно суровыми, среднезимние температуры воздуха составляли –31, –33°C, а среднеянварские могли достигать –46, –47°C.^[70]

Поселок Черский. Ю.К.Васильчук с Н.А. Буданцевой^[71] исследовали распределение стабильных изотопов кислорода и водорода в новом разрезе едомных и отложений, расположенном на окраине поселка Черский (68,7511° с.ш., 161,3331° в.д.). На окраине пос. Черский, в 300 м ниже от пристани на правом берегу р.Колымы вскрыта едомная вкладка, вложенная в доплейстоценовые скальные породы. Отложения представлены тяжелой темно-серой супесью с незначительным содержанием органики. Высота обнажения 20-25 м. На глубине 1-1,5 м вскрыты ледяные жилы. Они сравнительно узкие, шириной во фронтальном срезе не более 1 м. Значения $\delta^{18}\text{O}$ во льду позднеплейстоценовой ледяной жилы оказались довольно низкими и варьировали от –31,45 до –32,26 ‰, при этом заметно снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ снизу-вверх в опробованном фрагменте жилы. Применяя зависимости из^[7], можно сделать вывод, что в районе пос. Черского в конце плейстоцена среднезимняя температура воздуха варьировала в диапазоне от –31,5 до –32,5 °C, средняя температура воздуха наиболее холодного зимнего месяца (января или февраля) изменялась от –47 до –49 °C.^[71]

В.Н. Конищевым^[72] рассмотрены возможности изучения генезиса лессовых едомных толщ с помощью минералогического анализа. Ранее им предложены дополнительные литологические критерии (коэффициент криогенной контрастности и коэффициент тяжелой фракции), позволяющие различать генетическую природу гранулометрического состава лессовых отложений, т.е. выяснять, продуктами чего они являются — криогенного выветривания или эоловой седиментации. Широкое применение данных критериев к изучению генетической природы лессовидных некарбонатных пород современной криолитозоны (покровных суглинков севера европейской части России, Западной Сибири, едомных толщ Восточной Сибири), где признаки плейстоценовых перигляциальных зон сохранились почти полностью, позволило В.Н. Конищеву^[72]

говорить о криогенной природе минерального вещества этих отложений. Ранее В.Н. Конищевым [72] экспериментально было показано, что под воздействием многократного циклического промерзания-оттаивания в различных породах — как монолитных (гранитах, песчаниках и др.), так и дисперсных (песках, супесях, суглинках) — накапливаются частицы лессовой фракции за счет разрушения более крупных (кварцевых, полевошпатовых и др.) частиц и агрегации частиц глинистого размера. Эти выводы были подтверждены результатами эксперимента, представленными в работах А.В. Минервина. Им также была изучена криогенная устойчивость мономинеральных и монофракционных образцов, но количество циклов промерзания-оттаивания составляло 1000 и эксперимент длился более 3 лет. Но результат, получился тем же, однако выраженным более четко: кварц дробится до более мелких частиц (до 0,05–0,01 мм), чем полевой шпат (микроклин) (до 0,1–0,5 мм). [72]

В диссертации Д.Г. Шмелева [73], выполненной под руководством В.В.Рогова выявлены два механизма криогенного разрушения минерального вещества. В отложениях деятельного слоя оазисов Антарктиды выветривание связано с температурно-градиентными напряжениями в обломках пород, что приводит к возникновению прямых трещин и накоплению остроугольных частиц с грубыми сколами. На северо-востоке Якутии, выветривание реализуется за счет криогидратационного механизма разрушения частиц льдом в трещинах и полостях газово-жидких включений, что приводит к накоплению преимущественно разрушенных криогенных агрегатов и частиц с кавернами. Д.Г. Шмелев [73] полагает, что наиболее благоприятные условия для процессов криогенеза сложились на границе позднего плейстоцена и голоцена, что следует из выполненного им криолитологического анализа едомных отложений Мамонтовой Хайоты на Быковском полуострове, Мыса Чукочий и Дуванного Яра на Колымской низменности. Им показана цикличность криогенной переработки минерального вещества четвертичных отложений северо-востока Якутии. Она проявляется в том, что в период формирования пород происходит чередование различных по интенсивности криогенеза периодов, что обусловлено изменениями условий накопления и промерзания пород разного масштаба, таких как изменения климата и уровня моря, спуск и наполнение термокарстовых и подпруженных озер, межгодовые вариации глубины сезонно-талого слоя (СТС). Д.Г. Шмелевым [73] на основании круглогодичных измерений выявлены особенности температурно-влажностного режима СТС рыхлых отложений северо-востока Якутии и антарктических оазисов и установлены связи между механизмами криогенного выветривания и параметрами деятельного слоя; выполнены определения коэффициента криогенной контрастности для отложений оазисов Антарктиды и колымской едомы и выявлены морфологические различия обломочных частиц, обусловленные различным механизмом криогенного выветривания. Расширены имеющиеся представления о развитии криогенеза в плейстоцен-голоценовое время на северо-востоке Якутии на основании новых разрезов, для которых ранее не выполнялся расчет значений коэффициента криогенной контрастности; выявлена синхронная цикличность процессов криогенного выветривания, которая не зависит от генезиса плейстоцен-голоценовых отложений Северной и Южной полярных областей. [73]

Едома Центральной Якутии

Долина реки Вилюй

Ю.К. Васильчук с коллегами [74] рассмотрели радиоуглеродный возраст и стабильные изотопы кислорода и водорода в позднеплейстоценовом повторно-жильном льду на реке

В и л ю й . Основная задача данной работы – установить время накопления плейстоценового сингенетического повторно-жильного льда, вскрывшегося в верхней части обнажения Вилюйской едомы и реконструировать среднеянварскую палеотемпературу в этот период. Было выполнено определение возраста повторно-жильного льда по микровключениям органического материала, представленного органической пылью – осевшими почвенными и биогенными аэрозолями, органическими пылевидными частицами из образца повторно-жильного льда, датированного с помощью ускорительной масс-спектрометрии (AMS). Изученная ледяная жила располагается в верхней части разреза едомной толщи, вскрытой в долине р. Вилюй, близ пос. Кысыл-Сыр. Ее ширина в верхней части превышает 1,5 м, вскрыт фрагмент высотой около 2 м. Для оценки степени достоверности радиоуглеродной датировки и определения состава “пыльцевого дождя” А.К. Васильчук проведено исследование пыльцы, спор и других органических включений в датированном образце льда, а также в образцах, содержащих достаточное количество органических включений. Для реконструкции среднеянварской палеотемпературы определен изотопный состав льда (кислород и водород). Радиоуглеродный возраст детально опробованного для изотопного анализа фрагмента ледяной жилы определен с помощью AMS-датирования микровключений органического материала в образце с глубины 2,88 м $18\,460 \pm 50$ лет ($IGAN_{AMS} - 9564$), или 22 380 кал. лет. В спорово-пыльцевых спектрах 5 образцов Вилюйского повторно-жильного льда зафиксировано, в основном, присутствие пыльцы *Betula sect. Apterocaryon* и *Alnus alnobetula*, единично отмечена трехбороздная недоразвитая пыльца, отнесенная к *Varia*, а также пыльца *Artemisia* и *Chenopodiaceae*. Спорово-пыльцевые спектры, полученные непосредственно из повторно-жильных льдов, отражают состав регионального пыльцевого “дождя”, приносимого ветром и, возможно, частично весенними талыми водами. Наличие незрелой пыльцы, очевидно, говорит о том, что пыльца переходила в многолетнемерзлое состояние достаточно быстро. Это, скорее всего, свидетельствует об очень коротком вегетационном сезоне, в течение которого пыльца трав практически не успевала созреть, растения перекрывались снегом. Среди спор отмечены в небольшом количестве споры *Selaginella sibirica* и единично споры *Bryales*. Все компоненты палиноспектров экологически сочетаются, дочетвертичных палиноморф не зафиксировано. В датированном образце во фракции пыльцевого концентрата присутствует только пыльца *Betula sect. Apterocaryon* и *Alnus alnobetula*, частиц угля нет, доплейстоценовые палиноморфы не обнаружены. Признаков переотложения во фракции 56–2 мкм не отмечено. Это говорит о том, что комплекс микровключений органики состоит преимущественно из синхронных формированию жилы органических остатков. Следовательно, полученная по органическим микровключениям AMS-радиоуглеродная датировка достоверна и отражает время накопления повторно-жильного льда. Полученные в ПЖЛ Вилюя палиноспектры обнаружили сходство с палиноспектрами в разрезе Плахинский Яр, датированными 14–12 тыс. кал. лет и 21–20 тыс. кал. лет [74]. Вариации стабильных изотопов кислорода и дейтерия в повторно-жильных льдах Вилюйской едомы незначительны: величина $\delta^{18}O$ изменяется на 1,4‰ – от –29,4‰ до –28‰ (в среднем –28,9‰), а δ^2H на 14,4‰ – от –228,4‰ до –214‰ (в среднем –221,4‰). Величина d_{ex} варьирует на 11,7‰ – от 5,2 до 16,9‰ (в среднем 9,7‰). На пойме Вилюя, в устье р. Тыалычима в современном ростке жилы величина $\delta^{18}O$ составляет –25,7‰. Рассчитанные по уравнению Васильчука [7] приближенные значения среднеянварской температуры воздуха для долины Вилюя 22–23 тыс. кал. лет назад варьировали от –44 до –42°C ($\pm 3^\circ C$). Такая же температура была в этот период в других ближайших районах, судя по близким средним значениям изотопного состава синхронных фрагментов жил Мамонтовой Горы в долине р. Алдан и ПЖЛ в долине р.

Тумара.^[74]

В 2021-2022 годах М.Павловой и В.Лыткиным^[75] проведены исследования различных типов подземных льдов на шести ключевых участках в пределах Центрально-Якутской равнины – долина р. Вилюй в нижнем течении, долина р. Буотама, окрестности п. Верхний Бестях, долина р. Линде и Западного Верхоянья – долина рек Ундюлюнг и Дянышка. В верхней части 65-метровой цокольно-аккумулятивной террасы р. Вилюй в нижнем течении вскрыта суглинисто-супесчаная едомная толща отложений, включающая ПЖЛ, толщиной до 2-3 м и глубиной проникновения до 6-8 м. Возраст отложений относится к сартанскому периоду верхнего неоплейстоцена (радиоуглеродная датировка – 23630 ± 550 лет). Изотопный состав ПЖЛ на р. Вилюй варьирует: $\delta^{18}\text{O}$ от $-30,04$ до $-28,58$ ‰, $\delta^2\text{H}$ от $-231,86$ до $-221,83$ ‰, d_{exs} от 6,32 до 8,45 ‰.^[75]

Разрезы Мамонтова Гора и Сырдах, в Центральной Якутии

Выполнен анализ газового состава метана, его изотопно-углеродного состава, состава стабильных изотопов воды и микробиологического состава в едомах Центральной Якутии: обнажений Мамонтова гора и оз. Сырдах, и полученных при бурении на урочище Нелегер.^[76] Установлено, что Состав углерода метана ледового комплекса Центральной Якутии характеризуется более высоким содержанием тяжелого изотопа (значения $\delta^{13}\text{C}$ от $-49,3$ ‰ до $-64,5$ ‰), чем ледовый комплекс Северо-Востока (значения $\delta^{13}\text{C}$ от -64 до -99 ‰), что вероятно, связано, со смешением термогенного метана (возможно, из угольных пластов неогеновых или меловых отложений, мигрировавшим через мерзлую толщу) с биогенным метаном, который продуцировался одновременно с формированием отложений. Получены данные по составу микробных сообществ для обнажений ледового комплекса Центральной Якутии и показано, что на основе этих данных можно выявлять отложения, различные по возрасту и условиям промерзания. Установлено сходство микробного состава повторно-жильного льда и вмещающих отложений в мерзлых сингенетических отложениях ледового комплекса, при этом значительные различия отмечены в отложениях эпигенетического типа.^[76]

Разрезы Чурапча, Сырдах и Чуя

Й.-В. Ян с соавторами^[77] исследовали соотношение смеси углекислого газа (CO_2), метана (CH_4) и закиси азота (N_2O) в трех едомных повторно-жильных льдах близ пос. Чурапча, Сырдах и Чуя, расположенных в центральной части Якутии. Соотношения смеси газов в исследованных жильных льдах колеблются от 0,0 до 13,8 % CO_2 , 1,3–91,2 млн⁻¹ CH_4 и 0,0–141,4 млн⁻¹ N_2O . В частности, все три жилы льда демонстрируют, что жилы льда, обогащенные CH_4 , были обеднены соотношением смеси N_2O , и наоборот состав $\text{N}_2\text{-O}_2\text{-Ar}$ свидетельствуют о том, что исследованные жилы льда, скорее всего, образовались за счет сухого снега или инея, а не замерзания талых снеговых вод, и происходил биологический метаболизм с активным потреблением кислорода. Большинство наблюдаемых соотношений компонентов смеси газов невозможно объяснить без участия микробного метаболизма. Ингибирующее воздействие продуктов денитрификации нитратов (включая N_2O) может быть важным фактором, регулирующим соотношение смеси CH_4 между ледяными жилами.^[77] Парниковые газы, попавшие в ледяные жилы Чуи, содержат информацию о биогеохимии грунтовых льдов в центральной Якутии со времен позднеплейстоценового криохрона. Отношение N_2/Ar и пузырьки указывают на

то, что жила образовалась в результате «уплотнения сухого снега». Микробиологическое дыхание могло истратить O_2 и способствовать накоплению CO_2 (~ 10%). Содержание изотопа ^{13}C для CO_2 соответствует биологическому происхождению (-27,8 ‰). Концентрация CH_4 повышена до 7–130 ppm по сравнению с атмосферным уровнем во время LGM (~ 0,4 ppm). Была измерена концентрация N_2O ледяных жил, которая оказалась в широком диапазоне от половины атмосферного уровня для ледникового периода (200 ppb) до значительно превышающей атмосферный уровень концентрации (5000 ppm). Повышенный уровень N_2O , вероятно, также имеет биологическое происхождение. Отрицательная корреляция между N_2O и CH_4 может быть объяснена ингибирующим действием N_2O на метаногенные бактерии.

Х. Парк с коллегами^[78] проанализировали соотношения смешивания газа в пузырьках воздуха, в жильных льдах двух ледовых комплексов Батагайского провала, сформировавшиеся в среднем и позднем плейстоцене. Предыдущие исследования предполагают возраст этих отложений как MIS 4-2 и, по крайней мере, MIS 16 для верхнего и нижнего ледовых комплексов соответственно. Концентрации CO_2 составили 1,9–10,3 %, N_2O 0,1–8 ppm и CH_4 30–170 ppm для нижнего ледового комплекса, а для верхнего позднеплейстоценового ледового едомного комплекса: CO_2 0,03–8,89 %, N_2O 0,3–70 ppm и CH_4 5–170 ppm. Соотношения смеси парниковых газов выше атмосферного уровня указывают на активную микробную активность. Это подтверждается значениями $\delta(O_2/Ar)$, которые колеблются от -89,01 до -67,43 ‰ и от -98,07 до -47,06 ‰ для нижнего и верхнего ледовых комплексов соответственно. Сильно заниженные значения $\delta(O_2/Ar)$ могут указывать на сильные реакции окисления за счет микробной активности и/или небиологические реакции окисления. Хотя и нет существенной корреляции между CO_2 и CH_4 , абиотическое образование CH_4 может быть незначительным, поскольку маловероятно, что оно произойдет в условиях постоянной заморозки. Интересно, что CH_4 и N_2O обнаруживают слабую отрицательную корреляцию в обоих ледяных комплексах, что можно объяснить ингибирующим действием соединений азота на метаногенез. Значения $\delta(N_2/Ar)$ колеблются от -8,06 до 33,86 ‰ для нижнего ледового комплекса и от -5,49 до 30,64 ‰ для верхнего ледового комплекса. Поскольку азот более растворим в воде, чем аргон, это может указывать на то, что повторно-жильные льды могли образоваться без значительного вклада таяния снега, а в основном в результате уплотнения сухого снега, что также подтверждается сферической формой газовых пузырьков внутри повторно-жильных льдов. Кроме того, во льду коэффициент проникновения аргона выше, чем у азота. Таким образом, высокие значения $\delta(N_2/Ar)$ (>10%) обусловлены диффузией аргона через лед.^[78]

К.Ким с соавторами^[79] исследовали парниковые газы, в едомных ледяных жилах близ пос. Чуя (61°44' с.ш., 130°25' в.д.), который находится недалеко от Якутска в Центральной Якутии. Отношение N_2/Ar в воздушных пузырьках указывает, по мнению К.Кима с соавторами^[79] на то, что жила образовалась в результате «уплотнения сухого снега». Микробиологическое дыхание могло истратить O_2 и способствовать накоплению CO_2 (~ 10%). Содержание изотопа ^{13}C для CO_2 соответствует биологическому происхождению ($\delta^{13}C = -27,8$ ‰). Концентрация CH_4 повышена до 7–130 ppm по сравнению с атмосферным уровнем во время LGM (~ 0,4 ppm). Была измерена

концентрация N_2O ледяных жил, которая оказалась в широком диапазоне от половины атмосферного уровня для позднего плейстоцена (200 ppb) до значительно превышающей атмосферный уровень концентрации (5000 ppm). Повышенный уровень N_2O , вероятно, также имеет биологическое происхождение. Отрицательная корреляция между N_2O и CH_4 может быть объяснена ингибирующим действием N_2O на метаногенные бактерии. [79]

Корейские исследователи в соавторстве с российскими геохронологами оценили влияние условий оттаивания при обработке проб на химические свойства повторно-жильных льдов Восточной Сибири [80] и показали (в пробах повторно-жильных льдов, отобранных в Чукотке, Восточная Сибирь), что во время оттаивания образцов жильных льдов палеоинформация может быть непреднамеренно изменена. Ими были исследованы четыре различных режима оттаивания жильного льда с различной температурой (4 и 23°C) и воздействием кислорода (кислородным и бескислородным). Образцы ледяных жил, оттаивающие при 4°C в бескислородных условиях, при этом биологическая активность и окисление были сведены к минимуму, были выбраны в качестве стандартных условий оттаивания, с которыми сравнивали влияние температуры и кислорода. Результаты показали, что температура и воздействие кислорода оказывают незначительное влияние на физико-химические характеристики твердых частиц. Однако химические характеристики раствора (например, pH, электропроводность, щелочность и концентрация основных катионов и микроэлементы) при 4°C в кислородных условиях значительно изменились по сравнению с измеренными при условиях стандартного бескислородного оттаивания. Это исследование показало, что условия оттаивания образцов повторно-жильных льдов могут влиять на их химические свойства и тем самым на геохимическую информацию для реконструкции палеоклимата и/или палеосреды. [80]

Алас Юкечи. М. Ульрих с соавторами [81] исследовали изотопный состав текстурных льдов едомных отложений в пределах аласа Юкечи в Центральной Якутии. В целом, значения $\delta^{18}O$ снижаются от дна (составляя около -26‰ на глубине 12,5 м ниже уровня озера) до $-29,5\text{‰}$ на глубине 13,17 м, а затем увеличиваются до $-25,3\text{‰}$ на глубине 19,3 м. Величина δ^2H в этом интервале глубин также вначале снижается от примерно -195 до -230‰ , а затем возрастает до -184‰ . Значения d_{exs} в керне едомы показали аналогичный ход и лежат между $5,1\text{‰}$ и $22,6\text{‰}$. По мнению М. Ульриха [81] геохимический состав подозерных отложений указывает на то, что во время позднеплейстоценового и голоценового оттаивания, связанного с формированием аласной котловины и озер изотопно-геохимические свойства отложений изменились весьма незначительно. Это косвенно подтвердила и находка совместно с исследователями из французского университета Экс-Марсель в керне аласа Юкечи самого древнего из известных вирусов - пандоравируса - самого древнего из когда-либо возрожденных. Он датирован примерно 48,5 тыс. лет. [82]

Ж.-М. Алемпик с соавторами [82] привели характеристики 13 новых вирусов, выделенных из едомных отложений и мамонтовых останков в них Дуванного Яра, Юкечи, о. Малого Ляховского, палеолитической стоянки на р. Яне и для сравнения привели вирусы из современных многолетнемерзлых пород на реке Лене и из камчатской криогенной почвы. Эти вирусы принадлежат к пяти различным видам почвенных амёб рода *Acanthamoeba spp.* Интересно, что ранее обнаруженные в многолетнемерзлых породах геномы вирусов (Пандоравирус, Цедравирус, Мегавирус и Пакманвирус), в дополнение к новому штамму питовируса. Вероятно, что при оттаивании едомных толщ эти неизвестные вирусы могут высвободиться. Как долго эти вирусы могут оставаться заразными после

воздействия внешних условий пока неясно. [82] Годом ранее С. Ригу с соавторами [83] отметила, что гигантские вирусы широко распространены в водной среде и имеют важное экологическое значение благодаря перепрограммированию метаболизма их хозяев. Меньше известно о гигантских вирусах из почв, хотя два из них, принадлежащие к двум разным вирусным семействам, были реактивированы из образцов многолетнемерзлых пород возрастом 30 000 лет. Это говорит о неизученном разнообразии вируса эукариот *Nucleocytoviricota* в этой среде. С помощью метагеномики многолетнемерзлых пород обнаружена уникальная модель разнообразия и высокая неоднородность численности гигантских вирусов, составляющая до 12% от суммы покрытия последовательностей в одном образце. *Pithoviridae* и *Orpheoviridae*, подобные вирусам, внесли наиболее важный вклад. Полный кольцевой геном размером 1,6 Мб, подобный *Pithoviridae*, был также собран из образца многолетнемерзлых пород возрастом 42 000 лет. Последовательности вирусов из многолетнемерзлых пород выявили огромный резервуар генов с неизвестными функциями. Филогенетические реконструкции обнаружили возможность переноса генов не только между клетками и вирусами, но и между вирусами из разных семейств. [83]

В. В. Спектор и др. [84] исследовали толщу дисперсных многолетнемерзлых четвертичных отложений мощностью около 100 м., вскрытую скважиной в центральной части Лено-Амгинской равнины. По литогенетическим и криолитологическим особенностям в разрезе выделены шесть пачек: I - сезонного промерзания-протаивания (инт. 0-1,1 м); II - покровных суглинков (1,1-2,65 м); III - ледового комплекса (2,65-26,15 м); IV - озерных (26,15-63,45 м); V - озерно-аллювиальных (63,45-78,9 м); VI - аллювиальных (78,9-94,5 м) отложений. Две верхние пачки (I и II) относятся к криогенному элювию. Пачка III - ледового комплекса характеризуется низкой плотностью, высокими показателями весовой влажности, содержания органического вещества и минерализации, наличием повторно-жильных льдов и разнообразием криотекстур. Верхняя часть пачки III (2,65-17,63 м), соответствующая сартанскому горизонту, включает три горизонта повторно-жильных льдов: ПЖЛ 1 (инт. 2,65-4,6 м), ПЖЛ 2 (5,85-6,72 м) и ПЖЛ 3 (11,88-13,95 м). Отдельные фрагменты ПЖЛ встречены на глубинах: 10,77, 15,5 и 17,55 м. Показатели общей минерализации (мг/л) и pH в горизонтах ПЖЛ составили соответственно: 51, 7,21 (ПЖЛ 1, инт. 3,3-3,6 м), 127, 7,56 (ПЖЛ 2, инт. 6,25-6,36 м) и 49,3, 7,34 (ПЖЛ 3, инт. 12,87-12,95 м). Отмечаются снижение степени минерализации льда по сравнению с водными вытяжками вмещающих отложений и сохранение окислительно-восстановительного потенциала на том же уровне. Верхний горизонт (ПЖЛ 1) характеризуется слабо дифференцированным изотопным составом с относительно низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (от -28,54 до -28,24 ‰) и $\delta^2\text{H}$ (от -217,5 до -220,6 ‰). Выявленные особенности изотопной характеристики горизонта указывают на происхождение льдов за счет снеговой влаги. Средний горизонт (ПЖЛ 2) отличается более высоким содержанием и дифференцированным распределением значений: $\delta^{18}\text{O}$ от -24,87 до -25,06 ‰ и $\delta^2\text{H}$ от -188 до -186,2 ‰. Вероятно, что ПЖЛ этого горизонта формировались при незначительном участии дождевой влаги. Нижний горизонт (ПЖЛ 3) характеризуется наиболее легким и дифференцированным по разрезу составом: величины $\delta^{18}\text{O}$ -29,5 до -30,77 и значения $\delta^2\text{H}$ от -243,2 до -199,4 ‰. Льды этого горизонта формировались из резко-континентально влаги и, вероятно, при некоторой доле дождевых вод. Льды приконтактной зоны ПЖЛ отличаются от льдов срединных частей более высоким и дифференцированным содержанием: значения $\delta^{18}\text{O}$ от -30,47 до -24,87 и величина $\delta^2\text{H}$ от -224,1 до -187,9 ‰. Это явление может быть связано с фракционированием поровой влаги пород, примыкающих к жиле, в ходе ее миграции к

фронту промерзания бокового контакта ледяной жилы. Для срединных частей ПЖЛ величины $d_{\text{exc}} = 5-10 \text{ ‰}$, что близко к значениям атмосферных (метеорных) вод. Для контактных зон характерно увеличение d_{exc} до $10-20 \text{ ‰}$. Данные изотопного состава позволяют оценить с использованием уравнений Ю.К. Васильчука^[7] среднеянварские ($t_{\text{я}}$) и среднезимние ($t_{\text{сз}}$) температуры воздуха во время формирования ПЖЛ. Особенности строения и состава отложений указывают на отсутствие диагенетических преобразований осадков. Состав стабильных изотопов повторно-жильных льдов свидетельствует об их происхождении, в основном, за счет снеговой влаги. Пачки IV-VI характеризуются ненарушенной слоистостью, отсутствием ледяных шлиров, повсеместным присутствием массивной криогенной текстуры, более высокой плотностью, низкими показателями минерализации и содержания органического вещества. Перечисленные особенности пачек IV-VI свидетельствуют о более глубоких преобразованиях осадков, соответствующих окончанию начальной стадии диагенеза. По степени диагенетических преобразований осадков, предшествующих промерзанию, пачка III отнесена к синкриогенным, а пачки IV-VI - к эпикриогенным отложениям. Изменения режима накопления и промерзания осадков на Лено-Амгинской равнине связаны с климатическими колебаниями и оледенениями. Промерзание основного объема эпикриогенной толщи происходило в каргинско-сартанское время позднего плейстоцена.^[84]

Чукотка

Ю.К.Васильчук и А.К.Васильчук (2017-2019 гг.) опубликовали статьи,^[85,86] подводящих итог изотопному и радиоуглеродному исследованию опорных криолитологических разрезов о. Айон и долины р. Майн.

Остров Айон

В работе по о. Айон^[85] рассмотрены особенности криолитологического строения позднплейстоценовых и голоценовых повторно-жильных льдов о. Айон: проанализированы данные анализа их изотопно-кислородного состава, радиоуглеродные датировки и гидрохимическая характеристика, сопоставлены с данными для смежных районов и оценены изменения палеогеокриологических и палеоклиматических условий на севере Чукотки в позднем плейстоцене и голоцене. На основании полученных данных путем интерполяции нижний фрагмент разреза, включающий самый нижний четвертый ярус повторно-жильных льдов, предположительно имеет возраст в интервале 30–26 тыс. лет назад. В жилах этого яруса значения $\delta^{18}\text{O}$ колеблются в диапазоне от $-34,0$ до $-30,3 \text{ ‰}$, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ составляет $-31,15 \text{ ‰}$. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ контрастное, начало накопления жильных льдов этого яруса, вероятно, связано с очень холодным периодом, поскольку здесь отмечено наиболее низкое содержание тяжелых изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O} = -34 \text{ ‰}$). Фрагмент разреза, включающий наиболее мощные жилы третьего яруса, предположительно формировался 26–20 тыс. лет назад. Наиболее низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (-33 ‰) отмечены на отметке +13 м. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в жилах этого яруса составляет $-31,6 \text{ ‰}$. Время формирования повторно-жильных льдов второго яруса предположительно датируется периодом 15–20 тыс. лет назад. Колебания изотопно-кислородного состава составляют 3 ‰ ($\delta^{18}\text{O}$ от -32 до -29 ‰). Распределение контрастное, но в целом содержание тяжелых изотопов кислорода выше, чем в первом и втором ярусе, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в жилах этого яруса составляет $-30,5 \text{ ‰}$. Жилы верхнего (первого) яруса характеризуются относительно высоким содержанием тяжелых

изотопов кислорода, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в этом фрагменте равно $-29,3\text{‰}$.^[85]

При сравнении изотопно-кислородной диаграммы, полученной по образцам из многоярусного комплекса позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов о. Айон^[85], с диаграммой для жил из едомы Плахинский Яр в низовьях Колымы^[64], отложения в которой датированы в интервале 30–11 тыс. лет назад, а повторно-жильный лед с помощью прямого AMS-датирования — от 27 до 11 тыс. лет назад^[64], удалось проследить сходные тенденции. На обеих диаграммах выделено 4 цикла: а) 15–12 тыс. лет назад, среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -31,1\text{‰}$ (глубина 2,7–1,8 м); б) 20–15 тыс. лет назад, среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -32,6\text{‰}$ (глубина 8,1–4,0 м); в) 26–20 тыс. лет назад, среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -33,0\text{‰}$ (глубина 12,2–8,6 м); г) 30–26 тыс. лет назад, среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -33,8\text{‰}$ (глубина 13,2–14,5 м). В современных ледяных жилах на лаиде о. Айон значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от $-23,0$ до $-18,6\text{‰}$.^[85] На метеостанции о. Айон в 1996–2000 гг. в рамках программы SNIP (Siberian Network of Isotopes in Precipitation) были отобраны атмосферные осадки для изотопных определений. Осредненные значения $\delta^{18}\text{O}$ в осадках составили $-21,09\text{‰}$, а значения $\delta^2\text{H} = -169,3\text{‰}$. Для сравнения с данными для о. Айон проведены^[85] реконструкции значений среднезимней и среднеянварской температуры по разрезам Чаун-Чукотки, которые сопоставлены с данными по разрезу Плахинский Яр в низовьях Колымы. Изотопный состав позднеплейстоценовых сингенетических повторно-жильных льдов в ряде местонахождений Чаун-Чукотки ранее изучен А.Н. Котовым в устье р. Раучуа на побережье Восточно-Сибирского моря, на р. Экитыки, в среднем течении р. Амгуэма, на о. Врангеля. По уравнениям Васильчука^[7] рассчитаны позднеплейстоценовые значения зимней температуры воздуха для ряда разрезов Чаун-Чукотки. В период накопления повторно-жильных льдов в районе устья р. Раучуа и в долине р. Экитыки 45–30 тыс. лет назад среднезимняя температура была ниже современной на $7\text{--}9\text{ °C}$, а средняя температура января на $19\text{--}14\text{ °C}$ ниже. Для периода 30–26 тыс. лет назад на о. Айон, когда формировались повторно-жильные льды нижнего четвертого яруса, среднезимняя температура была ниже современной на 11 °C , а средняя температура января — на 17 °C , но если учитывать минимальное значение $\delta^{18}\text{O}$ жильного льда (-34‰), то разница с современной среднеянварской температурой достигала 21 °C . Для района Плахинского Яра среднезимняя температура была ниже современной на 10 °C , а средняя температура января на 15 °C , те же показатели для этого периода на о. Котельный составляют 10 и 14 °C .^[85] Очевидно, наиболее низкие значения среднезимней и среднеянварской температуры соответствуют периоду существенного снижения зимней температуры 29–28 тыс. лет назад. В период 26–20 тыс. лет назад среднеянварская температура на о. Айон отличалась от современной на 18 °C , среднезимняя — на 12 °C , а в районе Плахинского Яра на 14 °C и 10 °C соответственно, в среднем течении р. Амгуэма эти показатели близки к разнице значений температуры в районе Плахинского Яра — 14 и 9 °C . На о. Айон 26–20 тыс. лет назад, как и ранее, разница между реконструированной и современной температурой наибольшая. В период от 20 до 15 тыс. лет назад среднеянварская температура на о. Айон отличалась от современной на 17 °C , а среднезимняя — на 10 °C , для Плахинского Яра эти показатели составили 13 и 9 °C , а для едомы о. Котельный — 8 и 6 °C . Для периода 15–12 тыс. лет назад разница значений среднеянварской и среднезимней температуры по сравнению с современной температурой на о. Айон составила 15 и 10 °C соответственно, для района Плахинского Яра — 11 и 8 °C соответственно, а на о. Врангеля отмечена весьма заметная разница по сравнению с современными температурами на острове — 18 и 12 °C .^[85] Отмеченные

заметные различия среднезимней и среднеянварской температуры по сравнению с их современными значениями дают основание предполагать, что о. Айон в течение позднего плейстоцена находился в гораздо более холодном климате (скорее всего, в отсутствие тепляющего воздействия моря), условия зимнего сезона на о. Айон были намного суровее. Реконструируемая по значениям $\delta^{18}\text{O}$ в жилах позднеплейстоценовая среднеянварская температура на о. Айон составляет от -50 до -44 °C (при современной среднеянварской температуре, равной $-28,7$ °C), а среднезимняя температура — от -34 до -29 °C (при современной среднезимней температуре, равной $-19,4$ °C). Интерполяция данных радиоуглеродного датирования едомной толщи о. Айон показала, что наиболее низкие значения температуры приходятся на период 21–18 и 29–28 тыс. лет назад, что соответствует периодам, приходящимся на глобальные периоды похолоданий (события Хайнриха № 3 и № 2 [\[85\]](#)). При переходе от позднего плейстоцена к голоцену разница в среднезимней температуре на о. Айон составила 9–10 °C, а среднеянварской — 13–15 °C, в то время как эти же величины для Плахинского Яра составили 6 и 9 °C соответственно. Вероятно, это следствие изменения конфигурации береговой линии и перехода территории о. Айон из континентального положения в островное благодаря повышению уровня моря. Таким образом, о. Айон стал островом только в конце плейстоцена–начале голоцена. Об этом свидетельствует изменение условий зимнего сезона. Значения среднезимней и среднеянварской температуры в первой половине голоцена (10–5 тыс. лет назад) на о. Айон обычно были на 2 °C ниже современных. Наиболее существенно по сравнению с указанным периодом к настоящему времени увеличилась среднезимняя температура в районе оз. Эльгыгьтгын, Плахинского Яра и о. Врангеля. [\[85\]](#)

К особенностям изотопных характеристик и палеотемпературных условий о. Айон и прилегающих районов Северной Чукотки в течение последних 45 тыс. лет относятся: а). практически полное совпадение трендов распределения изотопных характеристик позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов на о. Айон и в низовьях р. Колыма; б). наиболее низких значений зимняя температура воздуха, согласно изотопной характеристике повторно-жильных льдов, достигала 21–18 и 29–28 тыс. лет назад – отмечен более резкий сдвиг в сторону менее отрицательных значений зимней температуры воздуха при переходе от позднего плейстоцена к голоцену по сравнению с Нижнеколымскими районами, что связано с влиянием изменения уровня моря и переходом территории о. Айон из континентального состояния в островное. [\[85\]](#)

Долина реки Майн

Рассмотрены особенности строения и состава позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов в долине р. Майн, у г. Анадырь и в сопряженных районах юга Чукотки, исследован их изотопный состав и радиоуглеродный возраст. [\[86\]](#) В долине р. Майн распространены позднеплейстоценовые многоярусные повторно-жильные структуры и сингенетические ледяные жилы, детально изученные в обнажениях Ледового обрыва и Усть-Алганского обрыва. Заметно изотопно-негативный состав повторно-жильных льдов в опорных разрезах едомных толщ Южной Чукотки позволил отнести весь период от 38 до 12 тыс. лет назад к единому позднеплейстоценовому криохрону. [\[86\]](#) Данные по изотопному составу жил в опорных разрезах едомных толщ в долине р. Майн, близ г. Анадырь и в других районах юга Чукотки позволили сделать вывод о существенно более суровых, чем современные, зимах, господствовавших здесь в конце позднеплейстоценового криохрона. [\[86\]](#)

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в мощных сингенетических ледяных жилах едомной толщи Ледового обрыва варьируют от $-28,6$ до $-26,2\text{‰}$, тогда как в современных и позднеголоценовых жилах они составляют от $-20,4$ до $-20,0\text{‰}$. Изотопный состав льдов снизу вверх становится более легким, при этом на изотопной диаграмме выделяются три яруса. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в текстурных льдах из едомных отложений вмещающих жилы, изменяются от $-23,9$ до $-19,6\text{‰}$. Это также несколько легче, чем в текстурных льдах голоценового аласа ($\delta^{18}\text{O}$ до $-16,2\text{‰}$).

По уравнениям Васильчука^[7] рассчитаны зимние температуры воздуха позднего плейстоцена 38–12 тыс. лет назад для ряда разрезов юга Чукотки. Наиболее низкие температуры отмечаются для периодов 24–22 и 20–18 тыс. лет назад – температура января понижалась в долине р. Майн до -43 и -44 °С при современных значениях -27 °С, а на побережье близ Анадыря до -32 °С при современных значениях -21 °С. Наиболее низкая среднезимняя температура воздуха (на $8-11$ °С ниже современной) как в центральных, так и в прибрежных районах Южной Чукотки получена для периода от 24 до 18 тыс. лет назад.^[86]

Едомная толща Ледового обрыва неоднократно датирована сериями ^{14}C дат, практически без инверсий.^[86-88] Ранее А.Н. Котов, А.В. Рябчун и А.В. Ложкин получили ряд от 42 до 19,5 тыс. лет. Самая молодая радиоуглеродная датировка получена С.Кузьминой^[87] на отметке $+27,4$ м 15810 ± 75 тыс. лет (ОхА-14930). Ниже на отметке 26,3 получена дата 19850 ± 80 тыс. лет (ОхА-15668)^[87], которая практически совпадает с датировкой 19500 ± 500 тыс. лет (МАГ-815). Калиброванный возраст отложений Ледового Обрыва от 46667–41351 до 19439–18800 кал. лет.^[87] Датирование едомных отложений Ледового обрыва в разное время продемонстрировало также, что, несмотря на довольно монотонный облик едомной толщи, горизонты с повышенным содержанием органики отражают этапы стабильного положения поверхности и формирования почвенных горизонтов.^[86] Следовательно, можно предположить, что эти горизонты соответствуют субаэральной фазе формирования полигонально-жильного комплекса. Всего можно выделить около 7 групп радиоуглеродных датировок прослоев органики, соответствующих субаэральным фазам, которые длились примерно 1–3 тыс. лет: 18,8–21, 23–24, 25–26, 28–31, 34–35, 40–43, тыс. кал. лет назад. Интервалы между субаэральными фазами по мере накопления отложений уменьшались, что говорит о снижении скорости накопления отложений субаэральной фазы ледового комплекса. Поэтому массивные повторно-жильные льды верхнего яруса, накопившиеся 23–28 тыс. лет назад сформировались в условиях медленного осадконакопления при частой и средней смене ритмов осадконакопления повторно жильных льдов. Данные по диатомеям, полученные из едомы А.А.Свиточем указывают на периодическое обводнение ранее обмелевшего озера. Повторно-жильные льды среднего яруса, согласно имеющимся рядам датировок накопились 30–38 тыс. калиб. лет назад в условиях средней скорости осадконакопления, при средней и редкой смене ритмов осадконакопления. Согласно данным диатомового анализа во время формирования повторно-жильных льдов среднего яруса по крайней мере трижды возникали условия относительно глубоких и холодноводных водоемов (субаэральных фаз формирования повторно-жильного комплекса). Повторно-жильные льды нижнего яруса сформировались ранее 43 тыс. кал. лет. Согласно данным диатомового анализа здесь преобладают виды диатомей, характерные для мелких заболоченных водоемов. Таким образом едома Ледового Обрыва является гетероциклической, в процессе ее формирования менялась скорость осадконакопления частота смены ритмов осадконакопления. Озерная пачка накапливалась практически

одновременно с едомой в интервале 39-15 тыс. лет назад. Нижний фрагмент озерных песков примерно датируется периодом 39–34 тыс. лет назад. Образец торфа из основания озерной пачки датирован 34900 ± 500 (МАГ-395). В нижней части озерной пачки обнаружен комплекс диатомей, представленный на 40% бореальными и на 30% арктобореальными видами. Данные по диатомовым водорослям свидетельствуют о накоплении осадков в условиях мелководного заболоченного водоема. О датировании завершения периода накопления озерных песков следует сказать особо, поскольку на высоте 30–35 метров от уреза и соответственно на глубине около 5–7 метров от кровли, в толще песков по веточкам А.Н.Котовым получена радиоуглеродная дата 14000 ± 200 лет (МАГ-1026). Здесь же по залегающему в толще бивню мамонта, получена дата 15100 ± 70 лет (ГИН-5370).^[86] Выполненное детальное радиоуглеродное датирование позднеплейстоценовых отложений Ледового обрыва^[88] полностью подтвердило достоверность радиоуглеродных определений, полученных А. Н. Котовым и А. В. Ложкиным, также продемонстрировав, что возраст вскрытой в 80-е годы XX и в начале XXI века едомы Ледового обрыва – от 40 до 20 тыс. лет. Также исследовано^[88] – благоприятствовала ли данная растительность развитию мегафауны. Анализируя образцы (47-20 тыс. лет назад) из едомных отложений на реке Майн, на юге Чукотки, используя пластид растений и 16S митохондриальной ДНК млекопитающих. Э. Виллерслев с коллегами^[88] обнаружили, что средняя доля разнотравья была выше в образцах, из которых травоядные мегафауны ДНК были получены (например, шерстистый мамонт, шерстистый носорог, лошадь, олень и лось), чем в образцах, не имеющих такой ДНК.

Разрез Усть-Алганский расположен на левом берегу р. Майн в 6 км ниже устья р. Алган, т. е. на 7 км выше Ледового обрыва. Усть-Алганская толща по составу близка к озерным осадкам Ледового обрыва. Это в основном мелкий песок, желтовато-серый и серый, горизонтально-слоистый. В интервале глубин 20–23 м (на высоте 37–40 м от уреза реки), 49–53 м (на высоте 7–11 м над урезом реки) и 55,3–55,7 м (на высоте 4,7–4,3 м над урезом реки) отмечены^[86] частые прослои аллохтонного торфа мощностью от 0.5 до 2 см. В двух нижних оторфованных слоях содержится большое количество веток кустарников, изредка стволов деревьев. В разрезе авторами отмечено семь ярусов узких повторно-жильных льдов, ширина их редко превышает 1 м, высота составляет 7–8 м, расстояние между жилами от 3 до 4 м. По-видимому, в начальный период формирования Усть-Алганской толщи в ее образовании активно участвовали русловые процессы, что приводило к накоплению мощных линз и прослоев аллохтонного материала. Об аллохтонном происхождении говорят и инверсии радиоуглеродных дат. На высоте 5 м над урезом по хорошо сохранившимся веткам и древесине авторами получена дата 32700 ± 1800 лет (ГИН-5367), а на высоте 7 м – более древняя в 42400 ± 2100 лет (ГИН-5366). Ранее А.Н.Котовым и В.К. Рябчуном в основании разреза по веткам получена дата 43 тыс. лет назад, а выше – более 57 тыс. лет назад. Хронологическая инверсия вызвана привнесом органики из более древних толщ, размывавшихся выше по течению реки. Более молодую датировку можно принять за нижнюю границу накопления толщи, тогда с учетом большой мощности толщи надо признать, что на отдельных этапах седиментация здесь происходила очень быстро. Такой взгляд подтверждается и данными изотопно-кислородных определений из повторно-жильных льдов, которые так же, как и в озерных толщах Ледового обрыва, залегают ярусно. В жилах нижнего яруса на высоте 4–6 м над уровнем реки значения $\delta^{18}\text{O}$ составили от $-24,9$ до $-23,4$ ‰, а в жилах второго снизу яруса на высоте 8–10 м над урезом реки они варьируют от $-27,8$ до $-27,1$ ‰, что, очевидно, свидетельствует о преимущественном питании жил второго снизу

яруса талой снеговой водой, тогда как в жилах нижнего яруса заметно присутствие речной или озерной (старичной) воды. Правда, более положительные значения $\delta^{18}\text{O}$ в жилах можно объяснить и влиянием более мягких зим 32–30 тыс. лет назад. [\[86,89\]](#)

Ю.К. Васильчук и А.К. Васильчук рассмотрели [\[89\]](#) типы циклитности едомных толщ в долине реки Майн:

а. Уточнена иерархия основных типов циклитности, наблюдаемых в изученных синкриогенных толщах;

б. Установлена длительность микро-, мезо- и макроциклов при формировании едомных толщ долины Майна: циклитного полигонально-жильного комплекса в разрезе озерной толщи Ледового обрыва, гетероциклитного полигонально-жильного комплекса в разрезе едомной толщи Ледового обрыва, гетероциклитного полигонально-жильного комплекса в разрезе Усть-Алганского обрыва;

в. Показано, что микроциклы в разрезе гетероциклитного полигонально-жильного комплекса в едомной толще Ледового обрыва формировались в результате изменения глубины активного слоя и накопления тонкого осадка в течение нескольких лет. Их вертикальный масштаб варьирует от сантиметров до десятков сантиметров, а их время формирования колеблется от одного до сотен лет;

г. Установлено, что мезоциклы в разрезе циклитного полигонально-жильного комплекса в озерной толще Ледового обрыва и в разрезе гетероциклитного полигонально-жильного комплекса Усть-Алганского обрыва являются результатом изменения уровня реки Майн, на заливаемой пойме и в старичных озерах на которой формировались эти толщи. Вертикальный масштаб выделенных мезоциклов составляет несколько метров, а их период формирования колеблется от нескольких сотен до нескольких тысяч лет;

д. В едомных толщах Ледового и Усть-Алганского обрывов выделено 7 мезоциклитов, которые формировались в промежутки времени длительностью около 2–3 тыс. лет: 15–16, 20–21, 23–25, 27–28, 30–32, 33–34, 38–40 тыс. лет назад. [\[89\]](#)

Едома островов Северного Ледовитого океана

Остров Большой Ляховский

Исследования С. Веттериха и соавторов [\[95\]](#) показали, что радиоуглеродная датировка лошадиной кости (пястная кость, MC III), найденной *in situ* под датированным горизонтом, показывает возраст около 29,4 тыс. лет. Оба подпрофиля датированы по остаткам растений (от 22,3 до 25,7 тыс. лет и от 23,9 до 24,4 тыс. лет) и относятся к сартанскому стадиалу. Общий возраст отложений обнажения варьирует от 22,3 до 25,7 тыс. лет. В двух ледяных жилах обнажения обнаружен очень схожий состав изотопный состав с узкими вариациями от –38 до –36‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и от –295 до –280‰ для $\delta^2\text{H}$. Дейтериевый эксцесс в среднем достигает 7,1‰ и 6,7‰ для первой и второй жилы соответственно. [\[95\]](#) По заключению С. Веттериха и соавторов [\[95\]](#) ледяные жилы Большого Ляховского острова показывают экстремально холодные зимние температуры сартанского времени (среднее $\delta^{18}\text{O}$ около –37‰ и $\delta^2\text{H}$ около –290‰), что сильно контрастирует с данными из ледяных жил более западных регионов моря Лаптевых ($\delta^{18}\text{O}$ между –31 и –26‰, $\delta^2\text{H}$ среднее между –245 и 197‰). Пространственное распространение наступления ледникового максимума отражено в данных из ледяных

жил, которые различаются между данными с о-ва Бол. Ляховский и другими (более западными) регионами из-за различных источников влаги.

С. Веттерихом с соавторами [96] изучено обнажение расположенное на южном побережье Большого Ляховского острова, к западу от устья реки Зимовье, высотой около 25 м в котором сверху обнажены едомные отложения. Хронология этих отложений основана на 20 радиоуглеродных датировках органического материала (из которых 14 конечных), в целом выявлено снизу вверх снижение возраста от, примерно, 53 до 29 тыс. лет. По 25 образцам сингенетической ледяной жилы высотой 16 м получены изотопные данные в узком диапазоне: значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от $-31,9$ до $-30,3\text{‰}$ (в среднем -31‰), величины $\delta^2\text{H}$ – от -251 до -238‰ (в среднем -243‰), указывая на относительно стабильные, холодные зимние условия формирования ледяных жил. Значения d_{ex} изменяются от $3,9$ до $7,8 \text{‰}$ (в среднем $5,4 \text{‰}$). Соотношение $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ имеет наклон $8,9$, что несколько выше, чем для позднеплейстоценового криохрона. С. Веттерих с соавторами [96] указывают на то, что во время молотовского интерстадиала, на Большом Ляховском острове происходило непрерывное формирование едомы. Развитие полигональной тундры образовало девять криогенных горизонтов, которые отражают местное развитие ландшафта, т.е. динамику полигонов во время последнего ледникового периода. В целом на Большом Ляховском острове фиксируются стабильные ландшафтные условия, изменения в условиях накопления отмечены в конце MIS3 при переходе к MIS2. Между приблизительно 48 и 38 тыс. лет назад в едомных отложениях на острове Большом Ляховском предполагается климатический оптимум MIS3. [96]

С. Веттерихом с соавторами [97] исследован ледовый комплекс быччегыйской свиты, который расположен на южном побережье острова Большой Ляховский к востоку от устья реки Зимовье и также вскрывается в обнажении Ойгосский Яр к западу от устья реки Кондратьева. Ледовый комплекс быччегыйской свиты либо залегает под едомой, либо под голоценовыми отложениями. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датировка торфяных горизонтов комплекса быччегыйской свиты $126 \pm 16/-13$ тыс. лет и $117 \pm 19/-14$ тыс. лет (нижний торфяной горизонт) и 98 ± 5 тыс. лет и 89 ± 5 тыс. лет (верхний торфяной горизонт) подтверждает формирование этого комплекса во время стадий MIS5e-5b. Ледовый комплекс быччегыйской свиты включает сингенетические повторно-жильные льды, шириной 2-4 м, высотой до 10 м с ярко выраженными «плечиками». [97] Общая мощность комплекса составляет 6-8 м. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ сингенетических ледяных жил равны $-33,0\text{‰}$, а величина $\delta^2\text{H}$ $-257,2\text{‰}$, а d_{ex} 7‰ . Минимумы и максимумы мало варьируют $\delta^{18}\text{O}$ от $-33,6$ до $-32,6\text{‰}$, величины $\delta^2\text{H}$ изменяются от $-260,4$ и $-253,7\text{‰}$, и d_{ex} от 6 до 8‰ . Наклон линии регрессии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ равен $6,9$. [97] Палинологические данные комплекса быччегыйской свиты (MIS5) сопоставимы с записями комплекса едомы (MIS3-2). Для всех изученных периодов характерна тундрово-степная растительность, а палиноспектры периода MIS5 соответствуют более сухому и холодному летнему сезону, чем в интерстадиальный период MIS3 и весьма сходные условия в течение MIS2. Зимние условия MIS5, судя по стабильным изотопам повторно-жильного льда также были холоднее, чем в MIS3, но теплее, чем в MIS2. [97]

С. Веттерихом с соавторами [98] выполнены криостратиграфические и изотопные исследования сингенетических повторно-жильных льдов о. Большого Ляховского, формировавшихся приблизительно последние 200 тыс. лет. Изучены четыре различных поколения ледовых комплексов возраста MIS 7, MIS 5, MIS 3 и MIS 2. Проанализировано

357 образцов из семи повторно-жильных льдов. Время формирования повторно-жильного комплекса MIS 3 едомы Большого Ляховского установлено многочисленными радиоуглеродными датировками мерзлых отложений. Два вертикальных разреза мощностью 15 м вскрывают непрерывно формировавшуюся едому, датируемую между >50 и 32,7 тыс. лет назад и между >50 и 33,4 тыс. лет назад. Ранее установленный радиоуглеродный возраст повторно-жильных льдов едомы Большого Ляховского колеблется от 51,7 до 39,5 тыс. лет назад. Недавно полученные датировки из древесных включений в более старой части повторно-жильных льдов L6 вписываются в этот диапазон (43,3 тыс. лет в L6-A и 43,9 тыс. лет в L6-B).^[98] На склоне долины реки Зимовье ранее опубликованные радиоуглеродные даты и новые датировки по костям северного оленя подтверждают образование повторно-жильного комплекса едомы MIS 2 примерно от 30 до 26 тыс. лет назад. Новые даты из повторно-жильных льдов едомы MIS 2 показывают возраст 27,5 тыс. лет (L14-13), 25,9 и 24 тыс. лет (оба L14-07). Таким образом, общее образование повторно-жильного комплекса MIS 2 охватывает период от 30 до 24 тыс. лет. В Едоме MIS 2 на острове Большой Ляховский три кости северного оленя, отобранные на высоте 7 м над уровнем моря, датированы в диапазоне от 26,2 до 26 тыс. лет, в то время как даты органики из повторно-жильных льдов L14-07 на той же высоте немного моложе – 25,9 тыс. лет и 24 тыс. лет. Лед жил из едомы возрастом MIS 3 и MIS 2 о. Большого Ляховского имеет различный изотопный состав. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ повторно-жильных льдов MIS 3 варьируют от $-32,0 \pm 0,3\text{‰}$ до $-28,7 \pm 0,9\text{‰}$. Более древний лед повторно-жильных льдов MIS 2 показывает средние значения $\delta^{18}\text{O}$ между $-34,7 \pm 0,4\text{‰}$ и $-34,1 \pm 0,2$, в то время как средние значения $\delta^{18}\text{O}$ во льду позднеледникового максимума варьируют между $-37,4 \pm 0,4\text{‰}$ и $-37,0 \pm 0,2\text{‰}$. Лед жил из едомы возрастом MIS 3 показывают более низкие средние значения $\delta^{18}\text{O}$ повторно-жильных льдов R9 возрастом 51,7 тыс. лет ($-30,1 \pm 0,4\text{‰}$) и повторно-жильных льдов L6-A возрастом 43,3 тыс. лет (значения $\delta^{18}\text{O}$ $-32,0 \pm 0,3\text{‰}$) по сравнению повторно-жильными льдами TZ-2-4 возрастом 39,5 тыс. лет (значения $\delta^{18}\text{O}$ $-28,7 \pm 0,9\text{‰}$). Процессы изотопного обмена после формирования повторно-жильных льдов, вероятно, в некоторой степени сгладили первоначальный изотопный состав, хотя отчетливые различия все еще видны. Среднее значение d_{exs} в повторно-жильном льду MIS 3 колеблется от 6,8 до 9,3‰, а наклон в линейной регрессии $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от 7,2 до 8,3. В профиле повторно-жильных льдов L6 очевиден плавный и направленный переход от льда MIS 3 L6-A (значения $\delta^{18}\text{O}$ от $-32,0 \pm 0,3\text{‰}$) к более обедненным изотопным значениям L6-C (значения $\delta^{18}\text{O}$ от $-34,7 \pm 0,4\text{‰}$). Учитывая перекрывающиеся возрастные диапазоны для повторно-жильных льдов L6-A (возрастом 42,5–44,1 тыс. лет) и L6-B (возрастом 42,6–44,8 тыс. лет), была выдвинута гипотеза об изменении преобладающих направлений морозобойного растрескивания, возможно, из-за изменения многоугольного рисунка и, следовательно, преобладания бокового роста повторно-жильного льда L6. Возраст повторно-жильного льда L6-B скорее всего, получен из переотложенного и повторно осажденного органического материала и, исключен из интерпретации. Ранее сообщалось о неравномерном росте, отличающемся от модели приращения повторно-жильного льда от центра, и, как полагают исследователи, объясняет направленный изотопный тренд от L6-A до L6-C предположительно боковым направлением роста. Рост более молодого льда сбоку (L6-C) также подтверждается полевыми наблюдениями. Повторно-жильный лед L6-C по изотопному составу очень близок к составу повторно-жильных льдов L14-13 (27,5 тыс. лет; $\delta^{18}\text{O}$ $-34,1 \pm 0,2\text{‰}$, d_{exs} $5,9 \pm 0,4\text{‰}$, хотя среднее значение d_{exs} в повторно-жильном льду L6-C ($7,2 \pm 0,9\text{‰}$) немного выше. Обе ледяные жилы, L14-13 и L6-C, были

отобраны в аналогичных стратиграфических и морфологических положениях к западу и востоку от устья реки Зимовье соответственно. Учитывая очень схожий изотопный состав, исследователи предположили, что время образования обоих повторно-жильных льдов L14-13 и L6-C в начале MIS 2 отражает тенденцию зимнего похолодания. Повторно-жильный лед, формировавшийся в LGM был обнаружен в фрагментах разреза L14-07 (датированных 25,9 и 24 тыс. лет), а также L7-07-1. Эти изотопные записи характеризуют зимние условия LGM с наиболее обедненными средними значениями $\delta^{18}\text{O}$ до $-37,4 \pm 0,4\text{‰}$ и средним значением d_{exs} от 6,1 до 7,3‰. [98]. С. Веттерих с соавторами [98] убеждены, что непосредственно датированные повторно-жильные льды являются единственными убедительными архивами зимнего климата для позднего плейстоцена в Берингии. Однако зимняя изменчивость климата между межстадиальным MIS 3 и стадиальным MIS 2, включая последний ледниковый максимум, еще не очень хорошо обеспечена радиоуглеродными данными и измерениями стабильных изотопов в повторно-жильных льдах. На острове Большой Ляховский межстадиальная изменчивость зимнего сезона MIS 3 характеризуется средними значениями $\delta^{18}\text{O}$ между -32 и -29‰ (датируется 51,7-39,5 тыс. лет), за которыми следует раннее похолодание MIS 2, отраженное средними значениями $\delta^{18}\text{O}$ от -35 до -34‰ (датируется 27,5 тыс. лет) и позднее похолодание, соответствующее LGM со средними значениями $\delta^{18}\text{O} = -37\text{‰}$ (датируется 25,9-24 тыс. лет). Однако, дальше на запад в Центральном прибрежном районе моря Лаптевых этот минимум зимней температуры не прослеживается. [98]

Последний ледниковый максимум (LGM), по мнению англоязычных исследователей, охватывает от 26,5 до 19 тыс. лет назад, это время морской изотопной стадии (MIS) 2. Для неледниковых районов этот период можно еще называть заключительной фазой позднеледниковой криохроны. [19]

Исследования, выполненные С. Веттерихом с соавторами [99] на южном побережье о.Большой Ляховский - самом южном острове Новосибирского архипелага в проливе Дмитрия Лаптева, подтвердило, что непосредственно датированные ледяные клинья являются единственными убедительными архивами зимнего климата для позднего плейстоцена в Берингии.

На склоне долины реки Зимовье ранее опубликованные радиоуглеродные даты [95] и новые данные по костям северного оленя подтверждают время образования едомы в MIS 2 от 30 до 26 тыс. лет назад. Получены новые даты из ледяных жил: 27,5, 25,9 и 24 тыс. лет. На острове Большой Ляховский межстадиальная зимняя изменчивость климата MIS 3 отражается средними значениями $\delta^{18}\text{O}$ между -32 и -29‰ (датируется 51,7- 39,5 тыс. лет), за которыми следует раннее похолодание MIS 2, отраженное средними значениями $\delta^{18}\text{O}$ от -35 до -34‰ (датируется 27,5 тыс. лет) и позднеледниковой криохроной с значениями $\delta^{18}\text{O} -37\text{‰}$ в $\delta^{18}\text{O}$ (датируется 25,9-24 тыс. лет). Повышенная континентальность в исследуемом регионе была вызвана минимумом уровня моря в течение LGM. Вместе с конфигурацией ледяных покровов в северном полушарии и устойчивым морским ледяным покровом Северного Ледовитого океана зимой вероятен более сильный Сибирский максимум и, следовательно, более сильное зимнее похолодание. Изотопная запись ледяной жилы на Большом Ляховском острове времени LGM, по заключению С.Веттериха, отражает самые холодные зимние условия в Северной Сибири во время глобальных минимумов атмосферного CO_2 и уровня моря. [99]

А.Писменюк с соавторами^[100] исследовали изотопно-геохимические особенности подземных льдов полуострова Фаддеевский. Позднеплейстоценовый едомный ледовый комплекс залегает на глинах. К востоку от мыса Нерпичий, в верхней части 12-метрового обрыва на расстоянии 5 м обнажаются две жилы льда, детально опробованная жила имеет ширину, около 3-4 м, и видимую вертикальную протяженность около 5 м. Вмещающие отложения представлены торфом и богатыми органикой ($C_{org} - 4,7\%$) пылеватыми суглинками со слоистой криотекстурой. Для аналогичного разреза в районе р. Хастырь на востоке о-ва Фаддеевский были получены даты в интервале 25,7–43 тыс. лет. К западу от мыса Санга-Балаган четвертичный разрез представлен чередой разновозрастных жильных льдов. На самых низких абсолютных уровнях (0,5–3 м над ур. м.) обнажаются относительно небольшие узкие жилы льда (до 1,5 м в ширину и 2 м по вертикали), причем концы некоторых из них находятся ниже уровня пляжа. Восточнее, с повышением высоты берегового обрыва, обнажаются едомные отложения. Размер жил оценить сложно, так как в продольном сечении лед вскрывается, образуя единую ледяную «стену». Узкая (шириной 0,4 м) эпигенетическая ледяная жила проникает в позднеплейстоценовый едомный ледовый комплекс на глубину 2 м. Между выходами палеоген-неогеновых коренных пород, в 9-метровом прибрежном обрыве обнажается пластовый подземный лед, прозрачный, крупнозернистый, с неравномерно распределенными в ледяном теле минеральными включениями. Вмещающие глины засолены (солёность глин составляет 0,5 %), в составе растворов воды преобладают ионы Na, Mg и Cl. По положению значений на диаграмме $\delta^2H - \delta^{18}O$ жильные льды, пластовые льды и линзовидный лед образовали три группы. Изотопные значения различных повторно-жильных льдов хорошо коррелируют с глобальной линией метеорных вод, что подтверждает их атмосферное происхождение и указывает на равновесное изотопное фракционирование при образовании атмосферной влаги и жильных льдов. Кроме того, можно выделить две группы повторно-жильных льдов: со значениями $\delta^{18}O > -29\text{‰}$ и со значениями $\delta^{18}O$ от $-22,5$ до -24‰ . Для этого региона А.Писменюк с соавторами^[100] выделили жильные льды, образовавшиеся в разные периоды голоцена и позднего плейстоцена. Позднеплейстоценовые едомные повторно-жильные льды характеризуются практически равномерным распределением значений $\delta^{18}O$ от -31 до $-29,3\text{‰}$, а также небольшим разбросом значений δ^2H – от $-240,6$ до $-226,5\text{‰}$ и d_{ex} от 7,2 до 8,8‰. Голоценовые жилы отражают большую изменчивость изотопных значений. Для одной из голоценовых жил наибольшие изотопные значения зафиксированы в пробе, взятой из «хвоста»: величина $\delta^{18}O = -21,7\text{‰}$ и значение $\delta^2H = -163,4\text{‰}$, при этом для большинства проб значение $\delta^{18}O$ было близким к -25‰ , а величина δ^2H составляет приблизительно -129‰ , значения d_{ex} до 13 ‰. Изотопная запись по другой голоценовой жиле указывает на те же особенности, но с немного более высокими значениями δ : среднее значение $\delta^{18}O$ составило $-22,5\text{‰}$, а среднее значение δ^2H составило $-170,3\text{‰}$. Значения d_{ex} близки к 10 ‰. Самый современный повторно-жильный лед имел среднее значение $-24,0\text{‰}$ для $\delta^{18}O$ и $-182,3\text{‰}$ для δ^2H . Значения d_{ex} варьировали от 7 до 11‰.

Позднеплейстоценовые повторно-жильные льды о-вов Котельного и Фаддеевского фиксируют широкий диапазон значений $\delta^{18}O$ от -31‰ до -25‰ , что отражает большую изменчивость зимних температур воздуха в это время. Незначительная разница в данных по стабильным изотопам между повторно-жильными льдами, образовавшимися в МИС-3 и МИС-2, связана с отсутствием записи последнего ледникового максимума. Данные по

повторно-жильные льдам Большой Ляховский^[33] представляют собой наиболее изотопно низкие значения ($\delta^{18}\text{O} = -37\text{‰}$) в изотопных записях жил, образовавшихся во время МИС-2. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ для голоценовых повторно-жильных льдов на Котельном составляет около -23‰ , а вариации $\delta^{18}\text{O}$ не превышают 2‰ ^[92]. Данные полученные А.Писменюк с соавторами^[100] по величине $\delta^{18}\text{O}$ по повторно-жильным льдам с восточного берега п-ова Фаддеевского в целом согласуются с ранее опубликованными данными; однако были выявлены некоторые отличительные особенности. Значения $\delta^{18}\text{O}$ по повторно-жильным льдам были близки к -30‰ и не демонстрировали существенных вариаций по сравнению с голоценовыми клиньями, где изменения значений $\delta^{18}\text{O}$ даже в пределах одной жилы достигали 4‰ . Наблюдаемые вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ могут быть связаны с флуктуациями температуры при росте жилы или с перемешиванием вод, поступающих в жилу. Например, более тяжелые значения изотопов ($\delta^{18}\text{O} = -22\text{‰}$) в «хвосте» повторно-жильного льда могут быть связаны с возможным поступлением морской воды и уровнем моря, близким к современным значениям, на ранних стадиях роста жил. Голоценовые жилы Фаддеевского имеют более тяжелый изотопный состав в среднем на 6‰ по сравнению с позднеплейстоценовыми; однако полученные средние значения несколько выше зарегистрированных на о. Котельный^[91,92], что можно объяснить более суровыми климатическими условиями восточносибирского побережья. Голоценовые ПЖЛ отличаются от позднеплейстоценовых не только более высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$, но и наибольшим средним значением d_{exc} $11\text{--}13\text{‰}$. Обычно изменения значений d_{exc} интерпретировались как изменение источников влаги или отдельных локальных процессов как фракционирование снежного покрова. Предыдущие исследования интерпретировали эти вариации как заметное участие раннего зимнего снега в составе жил, питаемых талыми водами, усиление влияния Атлантики, а также дальний перенос воздушных масс на голоценовый снежный покров. Температурные оценки, выполненные по уравнению Ю.К.Васильчука^[7] для исследуемого побережья показали, что средняя температура для МИС 3 в январе опускалась до $-45 \pm 3\text{ °C}$, а в голоцене она составляла около $-35 \pm 3\text{ °C}$. Более высокие зимние температуры реконструированы для голоценовой формации повторно-жильных льдов, колебания температуры были более выражены, чем во время МИС 3; средняя температура января колебалась от -38 до -31 °C . Так, в самые теплые периоды голоцена январская температура была сравнима с современным значением -31 °C .^[100]

Ф.А. Романенко с соавторами^[101] проанализировали изменения изотопного состава едомных повторно-жильных льдов побережья Восточно-Сибирского моря на приморских равнинах о. Фаддеевский (Новосибирские острова), п-ова Лопатка в северо-западной части дельты Индигирки, правобережья Нижней Колымы от Амбарчика до мыса Большой Баранов, Апапельхинской низменности и к востоку от мыса Шелагского до устья р. Куйвиев. Особо Ф.А. Романенко отмечает примыкание высокольдистых едомных осадков Колымской низменности к скальным породам (глинистым сланцам, песчаникам и алевролитам верхнего триаса) низкогорий Верхояно-Чукотской складчатой области, прорванных крупными (до 30 км в диаметре) меловыми гранитными интрузиями. В скальных массивах едомная толща фиксируется до высоты 100 м и более над уровнем моря, а на прилегающих цокольных равнинах она выполняет понижения кровли скального фундамента.

На о. Фаддеевский в правом борту долины р. Хастыр в верхней части уступа эрозионно-термокарстовой равнины на абсолютной высоте около 8 м вскрываются сизовато-тёмно-

бурые суглинки с прослоями ледогрунта, ледяными жилами шириной до 4–5 м и многочисленными линзами и прослоями торфа. Эти отложения, повсеместно распространённые в данном районе, замыкают четвертичный разрез. По торфу сцинтилляционным методом, а также по семенам осоки и кусочкам дерева методом AMS получена серия радиоуглеродных датировок в интервале 25 700–43 000 лет назад. Формирование едомных отложений здесь происходило на протяжении каргинского времени. Выявлена инверсия дат, полученных разными методами которая, вероятно, вызвана тем, что суглинисто-торфянистая толща формировалась в условиях значительной обводнённости, о чём свидетельствует её высокая льдонасыщенность.

Минимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ в едомных повторно-жильных льдах в долине р. Хастыр составляют $-31,1\text{‰}$.^[101] На берегу оз. Моготоево (п-ов Лопатка) останцы высотой до 2–3 м, возвышаются среди плоской низменной заболоченной морской террасы сложены темно-бурыми суглинками ледового комплекса с линзами тёмно-серого торфа. Преобладают слоистая и сетчатая криогенная текстуры, образованные ледяными прослоями в 2–3 мм. Здесь встречены многочисленные ледяные жилы шириной в верхней части до 3–4 м. Минимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ в едомных повторно-жильных льдах на п-ове Лопатка составляют $-32,4\text{‰}$ (в ростках современных жилок здесь величины $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от $-19,9$ до $-23,2\text{‰}$). На правобережье нижнего течения р. Колыма от Амбарчика до мыса Большой Баранов осадки ледового комплекса в разрезе серии наклонных и субгоризонтальных поверхностей высотой до 90–100 м перекрывают скальный цоколь. Они представлены лёссовидными тёмно-серыми и тёмно-бурыми суглинками с обильными включениями по всей толще растительного детрита и линз торфа мощностью 15 см и шириной до 10 см. Ледяные жилы шириной до 4 м и видимой вертикальной мощностью до 10 м пересекают всю толщу рыхлых отложений. Ледовый комплекс выполняет понижения кровли и его мощность уменьшается с удалением от моря. На северном склоне горы Каменка он прослеживается до высоты около 100 м. На небольших участках (например, восточнее мыса Летяткина) едомные отложения подстилаются галечниками и грубозернистыми кварц-полевошпатовыми песками с галечником. Существенно отличаются от других ледяные жилы, пересекающие обогащённые щебнем серые суглинки у восточного подножия горы Каменка. Здесь в обрыве высотой до 35 м в серии термоцирков вскрываются полигонально-жильные льды шириной 3–4 м и мощностью до 2,5 м, содержащие большое количество щебня местных пород. В основании этого разреза до высоты 9–11 м над урезом залегают триасовые сланцы, перекрытые щебнистой корой выветривания мощностью 1,5–2 м, на которой лежит ледовый едомный комплекс. Наличие щебня во льду свидетельствует, что в формировании ледового комплекса участвовали местные отложения в основном склонового происхождения. Минимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ едомных повторно-жильных льдах близ полярной станции Амбарчик составляют $-31,6\text{‰}$.^[101]

Южнее Шелагского гранитного массива находится Апапельхинская низменность – полого наклонённая к морю равнина высотой до 60 м, выполненная бурыми суглинками с массивной криогенной текстурой, прослоями торфа, рассеянным растительным детритом и щебнем триасовых сланцев, особенно в примыкающих к горам частях. Системы байджемах высотой до 3 м здесь приурочены в основном к склонам эрозионных форм и водосборным понижениям. Байджемах разделены ложбинами, в днищах которых ниже сезонноталого слоя вскрываются ледяные жилы с «лёгким» изотопным составом, минимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ едомных повторно-жильных льдах Апапельхинской низменности составляют $-35,3\text{‰}$. На побережье, в районе полярной станции Валькаркай, плоская поверхность высотой 3–5 м, сложенная преимущественно

суглинистыми осадками со щебнем и разбитая ортогональной сетью полигонально-жильных льдов. Поверхность перекрыта слоем торфа мощностью до 1,5 м, возраст которого 7–4,8 тыс. радиоуглеродных лет. Ниже вскрываются серовато-бурые и сизовато-серые суглинки в основном с массивной криогенной текстурой и многочисленными линзами и прослоями торфа, насыщенные растительным детритом. Толща рассечена ледяными жилами шириной до 2 м, встречаются прослои ледогрунта и единичные ледяные шлиры и линзы мощностью до 1,5 см. Минимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ в позднеплейстоценовых повторно-жильных льдах близ полярной станции Валькарай составляют $-30,7\text{‰}$. Авторы заключают, что изотопный состав едомных полигонально-жильных льдов слабо изменяется с запада на восток и с севера на юг, оставаясь в пределах от -27 до -32‰ и лишь иногда опускаясь до -36‰ . Не выявлено зависимости изотопного состава жил от абсолютной высоты, удаления от океана и геоморфологического положения разреза (вершинная поверхность, склон, термоденудационный останец и т.д.).^[101]

Следует упомянуть две статьи Л. Ширрмайстера с соавторами^[102,103], которые, хотя и не содержат новых изотопных или радиоуглеродных данных, но весьма важны для изучения едомы, так как посвящены гранулометрическому составу едом Сибири и Аляски^[102] и рассмотрению ассоциаций тяжелых и легких минералов едомы Северо-Востока Сибири.^[103]

Едома Северной Америки

Х.Френч и С.Миллар^[104], анализируя многолетнемерзлые толщи в Северной Америке на момент последнего ледникового максимума пришли к выводу, что по сравнению с исследованиями в Европе и России, в Северной Америке исследования реликтовых многолетнемерзлых толщ находятся в зачаточном состоянии. На основе тщательного анализа современной литературы Х.Френч и С.Миллар составили 3 карты максимального распространения многолетнемерзлых толщ в Северной Америке: 1. Карта, показывающая распространение многолетнемерзлых толщ (включая горные районы) во время позднеледникового максимума в Северной Америке. Карта составлена на основании карт Т. Пэвэ; 2. Карта, показывающая территории не покрытые ледником на момент позднеледникового максимума. 3. Карта, показывающая примерное распространение Лаврентийского ледникового щита около 10000 лет назад и во время последнего ледникового максимума.

Едома Аляски

Река Иткиллик. М.Каневский, Ю.Л. Шур и другие^[105] исследовали обнажение высотой 33 м, расположенное вдоль нижнего течения р. Иткиллик на севере Аляски. Исследуемую толщу они разделили на 7 криостратиграфических частей: (1) активный слой и переходный слой мощностью от 0,5 до 1,0 м; (2) промежуточный слой от 0,5-1 до 1,5 м глубиной; (3) едома ила с «тонкими» ледяными жилами на глубине от 1,5 до 13-14 м; иловатая едома с мощными жилами льда на глубине от 13-14 до 27-28 м. Ледяные жилы в этом слое относительно широкие в верхней части (до 3-4 м), и их ширина постепенно уменьшалась с глубиной. В более низкой части слоя (в глубинах от 6-7 до 13-14 м), ширина ледяных жил редко превышала 1-2 м. Ледяные жилы имели хорошо развитую вертикальную слоистость, сформированную частицами ила, которые были принесены в морозобойные трещины водой во время формирования ледяных жил. Лед жил желтовато-серого цвета, из-за включений ила и растворенных органических веществ.

Расстояние между ледяными жилами составляет от 7 до 10 м.; (5) погребенный слой торфа от 27-28 до 29-31 м в глубину; (6) погребенный промежуточный слой на глубине от 29-31 до 30-32 м; (7) ил с небольшими погребенными жилами льда на глубине от 30-31 до 32,7 м. Вся толща формировалась в интервале от более чем 48 до 5 тыс. лет назад. 3-я и 4-я пачки едомы были сформированы в интервале от 48,0 до 14,3 тыс. лет назад. [\[105\]](#)

Л.Лапойнт, совместно с М.З.Каневским, Ю.Л. Шуром и другими коллегами [\[106\]](#) в разрезе Иткиллик реконструировали некоторые палеоэкологические характеристики, отразившие климатические и экологические изменения после рубежа 35 тыс. лет назад. Они показали, что в этот период в палиноспектрах доминировала в основном пыльца семейств осоковых и злаковых. Высокому содержанию пыльцы осоковых соответствует заметно более высокая льдистость отложений и повышенное содержание органического углерода. Преобладание пыльцы злаков и разнотравья, по мнению авторов, соответствует засушливым и холодным условия летнего сезона. Около 30 тыс. лет назад условия летнего сезона стали более благоприятными для растительного покрова. [\[106\]](#) В этой же работе приведены изотопные характеристики повторно-жильных льдов. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в нижнем 7-м слое равно $-33,6$ ‰. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в залегающем выше 6-м слое равно $-28,7$ ‰. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в 5-м слое на глубине от 20,9 до 13,3 м равно $-30,9$ ‰. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в 5-м слое на глубине от 13,3 до 3,3 м равно $-33,0$ ‰. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в современных жилках здесь составляет -25 ‰. [\[106\]](#)

Ю.К. Васильчук [\[107\]](#) рассмотрел едомные толщи Аляски и Клондайк с хорошо выраженными признаками циклитности: на р. Чатаника, на р. Иткиллик, Фокс пермафрост туннель, в долине р. Колвилл и др. В строении полигонально-жильного комплекса Иткиллик (описание обнажения М.З.Каневского, Ю.Л. Шура и др. [\[105\]](#)), им [\[107\]](#) выделяются не менее 4 мезоциклитных ярусов – три, представленные позднплейстоценовыми жилами: нижний – небольшие погребенные жилки, формировавшиеся под захороненным торфяником, возрастом вероятно, старше 48 тыс. лет, второй и третий представленный высотой до 30 м, внизу это мощные – широкие жилы, высотой 15-20 м, вверху более узкие, внедряющиеся в нижние, высотой около 13-15 м, возрастом от 40-45 до 13-14 тыс. лет, и четвертый – верхний голоценовый возрастом более 8,6-5,3 тыс. лет. [\[107\]](#)

Волт-Крик туннель на р. Чатаника. В 15-метровом обнажении на берегу реки Чатаника, в 2 км ниже по течению от моста на шоссе Эллиотт через реку Чатаника, в 40 км к северу от Фэрбенкса на северо-западе, Т.Пёвё [\[108\]](#) описано обнажение отложений формации Голдстрим, вмещающими мощные сингенетические ледяные жилы и перекрытых осадками формации Рэди Буллиэн с маломощными жилами льда. В отложениях отмечен слой вулканического пепла мощностью от 1 до 10 мм. Радиоуглеродная дата $14\,760 \pm 850$ лет (GX-0250) была получена из норки суслика на 4 м. ниже слоя пепла. Дата $14\,510 \pm 450$ лет (W-2703) была получен по копролитам суслика из ила в 1 м над слоем пепла. Таким образом, пепел датирован около 14 тыс. лет. и ледяные жилы в отложениях формации Голдстрим датируются самым концом позднего плейстоцена.

Л. Ширрмайстер с соавторами [\[109\]](#) исследовали 36-метровую толщу мерзлых пород в долине Волт-Крик (долина реки Чатаника, в 10 км к северу от г. Фэрбанкс), расположенной в зоне распространения прерывистой мерзлоты. Мощность мерзлой

толщи здесь достигает 120 м, среднегодовая температура пород в туннеле $-0,7^{\circ}\text{C}$. Нижний блок пород представлен 9 метровым слоем гравия и песка с линзами торфа, возраст нижнего слоя предположительно поздний сангамон (MIS 5a, судя по OSL дате 93.1 тыс. лет). Вышележащий блок представлен 10 метровой флювиальной толщей чередующихся слоев гравия, лессовидного ила и песка, пронизанных ледяными жилами. Метод оптически стимулированной люминесценции (54,4 и 59,4 тыс. лет, при этом, фрагмент древесины на глубине 19,6 м был датирован по ^{14}C возрастом $49,5 \pm 2,2/-1,7$ тыс. лет) подтверждает ранневисконсинский (MIS 4) возраст этой толщи. Типично едомные толщи расположены на глубине от 2 до 17 м и представлены преимущественно илистой супесью. Частые крупные ледяные жилы (видимая ширина их в верхней части до 3 м), состоящие из множества тонких вертикально ориентированных ледяных жилок, видны на обеих стенках туннеля. Большая часть радиоуглеродных датировок попадает в диапазон между 52,4 и 42,17 тыс. лет. Три более молодых ^{14}C даты были получены из образцов ледяной жилы с глубины 12 м ($34,4 \pm 4,4/-2,8$ тыс. лет), из образцов грунта с глубины 2,7 м ($25,3 \pm 0,24$ тыс. лет) и из верхнего слоя пепла на глубине 2 м ($20,7 \pm 0,12$ тыс. лет). Раковинные амебы были обнаружены в двенадцати образцах, в основном из торфяных линз в обоих нижних блоках, и в богатых органическими веществами и торфом супесчано иловых линз едомы. Сообщество амеб включает в себя 32 таксона (виды и подвиды), которые принадлежат к почвеннобиотическим, кальциефильным, гидрофильным, и сфагнобиотическим экологическим группам. Стабильные изотопы определены в 25 ледяных жилах (145 проб). Обнаружена слабая тенденция перехода от более высоких изотопных значений с глубины 21 м (среднее значение $\delta^{18}\text{O}$: $-20,5\text{‰}$, среднее значение $\delta^{2}\text{H}$: $-163,8\text{‰}$; d_{exs} : $0,5\text{‰}$) к более низким с глубины 2 м (среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ равно $-29,2\text{‰}$; средняя величина $\delta^{2}\text{H}$ равна $-229,8\text{‰}$; d_{exs} $4,0\text{‰}$). У голоценовых жил, отобранных у входа в туннель среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ равно $-21,9\text{‰}$, средняя величина $\delta^{2}\text{H}$ – $-171,8\text{‰}$; d_{exs} : $3,2\text{‰}$). Наиболее легкий изотопный состав в ледяных жилах (а также в сегрегационном льду) указывает на наиболее холодные зимние условия времени формирования едомы. Следовательно, данные по верхней части едомного блока С относятся к эпохе позднего висконсина. AMS ^{14}C датирование показывает, что накопление илистой супеси в едоме и рост ледяных жил происходил в окрестностях долины Волт-Крик, по крайней мере от 50 - 40 тыс. лет назад (MIS 3) до 25 тыс. лет назад (MIS 2). Обращает на себя внимание тот факт, что в долине Волт Крик, лессовое накопление продолжалось по крайней мере, до 25 тыс. лет назад, в то время как в тоннеле Фокс был отмечен перерыв между 30 и 14 тыс. лет назад. [\[109\]](#)

Фокс пермафрост туннель. Значимые результаты новых исследований в туннеле были опубликованы в статьях Т.Дугласа с соавторами [\[110\]](#) и М.Лачнета с коллегами. [\[111\]](#) Единственная ранее полученная [\[112\]](#) радиоуглеродная датировка рассеянного метана в ледяных жилах, выбранных М.Лачнетом для повторного исследования, составляла 24884 ± 139 радиоуглеродных лет (29770 ± 230 календарных лет), что значительно моложе, чем ранее оцененный возраст нижнего илового прослоя. Эта датировка привела М.Лачнета к вопросу о временных соотношениях горизонтов различных отложений в тоннеле и как они связаны с палеоклиматической интерпретацией MIS 2 и MIS для ледяных жил и вмещающих отложений. Образцы льда отбирались М.Лачнетом в насыщенной воздушными пузырьками части жилы, около 1 м длиной и 0,2 м толщиной. Возраст древесного материала в иловых включениях левой части жилы (примерно на 0,6 метра ниже её верхней границы) датирован возрастом 40800 ± 410 календарных лет, что вполне можно принять за максимальный возраст жилы. Древесный материал,

заклученный в деформированных и переотложенных илах в 70 см выше от зоны оттаивания, был датирован возрастом 34750 ± 290 календарных лет. Тот факт, что эти отложения лежат выше зоны оттаивания (и термокарстового озера), свидетельствует, что древесный материал в них не может быть использован для определения минимального возраста периода роста жилы, он должен быть старше. Десять фрагментов органического материала, включенного в ледяную жилу, имеют возраст от 28260 ± 180 до 37040 ± 410 календарных (или калиброванных) лет. Однако эти датировки существенно разбросаны и не находятся в соответствии со стратиграфией ледяных слоев. Разброс исключает создание модели «возраст-расстояние» для ледяной жилы. Эти возрасты похожи и немного моложе, чем те, что получены во вмещающих отложениях, что свидетельствует о возможном общем происхождении материала. Источниками могут являться поверхностные или подземные органические вещества, поступающие в трещину весной. Кроме того, частицы углерода могли быть принесены талыми водами или путем фильтрации воды через активный слой в весеннее время. Активный слой может включать в себя углерод современной растительности и почвы, а также старых донных отложений ниже почвенного горизонта. Три датировки CO_2 и DOC (растворенный органический углерод) оказались существенно моложе, чем остальные в пределах жилы, с максимальной разницей в возрасте 11170 лет. Основываясь на заключении Ю. и А. Васильчуков [\[59,60\]](#), что лёд может «загрязнять» органический материал, возраст которого равен или старше возраста льда, М. Лачнет определил максимальный предельный возраст: самый молодой измеренный возраст будет ближе всех к истинному возрасту льда, если трещина развивается вдалеке от центра жилы. Учитывая продолжительную сохранность углерода в многолетнемёрзлых породах, даже самые молодые CO_2 и DOC, возможно, были загрязнены «старым» углеродом. Поскольку частицы углерода в этом исследовании показали существенный разброс по возрасту, М. Лачнет интерпретировал возраст льда в жиле по минимальной датировке. Значения $\delta^{13}\text{C}$ по РОС составляли примерно -27‰ V_{PDB} , что типично для осоки и другой растительности типа C_3 на Аляске (например, травы, кустарники) [\[111\]](#). По CO_2 в крупной жиле получены четыре датировки: 25935 ± 2537 , 22187 ± 2634 , 24575 ± 2340 и 39835 ± 7830 кал. лет. Проанализировав эти данные, М.Лачнет с коллегами пришли к выводу, что эта жила формировалась в период от 23 до 29 кал. тыс. лет назад. [\[111\]](#)

М.Лачнет и др., [\[111\]](#) следуя принципу выбора как достоверной самой молодой датировки, сформулированного Ю. и А. Васильчуками [\[59,60\]](#) заключили: одна из ледяных жил датирована 31140 ± 140 кал. лет и 214700 ± 200 кал. лет по CO_2 и DOC, соответственно, а осока, заключенная в этой жиле, датирована 26430 ± 280 кал. лет. Самый молодой возраст 21,5 тыс. кал. лет по DOC является, вероятно, самым близким к возрасту льда, но поскольку и он может содержать старый углерод, то возраст льда, вероятно, еще моложе. [\[111\]](#)

К.Е. Гриффин [\[113\]](#) в магистерской диссертации, выполненной под руководством М. Лачнета рассмотрела некоторые особенности плейстоценового климата Аляски на основе анализа стабильных изотопов ледяного клина в туннеле Фокс возрастом от 28,3 до 37 кал. тыс. лет. В ледяной жиле отмечают более высокие изотопные значения по краям ледяной жилы ($\delta^{18}\text{O} = -22.0 \text{‰}$) и наиболее низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ в её центре -27.9‰ , разница 5,95 ‰. Калиброванный возраст органического материала, содержавшегося в жилах льда значительно различается. Органический материал, собранный с 19,5 - 20,5 см дает калиброванный возраст $34,727 \pm 142$ лет; с 29,5-30,5 см

возраст $36,991 \pm 350$ лет; 35718 ± 246 лет с глубины 39,5-40,5 см, и возраст $28,275 \pm 182$ года с глубины 50,5 по 52,0 см. Центр ледяного клина визуально оценивается в 61,3 см. Отложения с этого места показывают дату 32643 ± 369 лет, что примерно на 4820 лет старше отложений на 10 см влево от образца. Найденные в мерзлых отложениях ветки слева от клина со льдом указывают на то, что калиброванный возраст 40837 ± 374 лет, что старше любых полученных дат внутри жилы. Древесина из осадков выше ледяного клина дала калиброванный возраст $34,765 \pm 199$ лет, что старше некоторых из отложений, найденных в пределах клина.^[113] К.Е. Гриффин относит формирование изученной ею отдельной жилы к похолоданию, соответствующему 3-му событию Хайнриха. А разницу в значениях $\delta^{18}\text{O}$ в 5,95 ‰ К.Е. Гриффин^[113] оценивает в 7,3 °C.

Э. Слот^[114] в диссертации, выполненной под руководством М. Лачнета рассмотрела палеодинамику климата Аляски на основании исследования стабильных изотопов в Фокс туннеле. В образцах ледяной жилы, датированных 32030 ± 400 и 35690 ± 450 вариации $\delta^{18}\text{O}$ составили от -20,4 до -21,2‰, в образцах ледяной жилы, датированных 17910 ± 210 вариации $\delta^{18}\text{O}$ составили от -26,2 до -28,9‰, в образцах ледяной жилы, датированных 34970 ± 460 вариации $\delta^{18}\text{O}$ составили от -21,8 до -26,8‰, в образцах ледяной жилы, датированных 28870 ± 270 вариации $\delta^{18}\text{O}$ составили от -22,0 до -27,9‰, для сравнения, в современном снеге в национальном парке Денали значение $\delta^{18}\text{O}$ равно $-22,3 \pm 3,5$ ‰. Э. Слот^[114] заключила, что Центральная Аляска испытала по крайней мере пять холодных событий и, по меньшей мере, одно более теплое событие. Большие ледяные жилы из нижнего блока ила в туннеле, образовались между 25,9 и 21,5 кал. тыс. лет назад или во время 2-го события Хайнриха. Более теплое событие с частичным протаивание верхней части жил, вероятно, произошло между 21,5 и 17,9 кал. тыс. лет назад. Еще одно холодное событие, вероятно, произошло между 17,9 и 12,9 кал. тыс. лет назад.^[114]

Обстоятельные новые изотопные исследования едомных отложений были выполнены М.Каневским с соавторами^[115] в туннеле CRREL, который был первоначально построен в начале 1960-х годов в Фоксе на Аляске сотрудниками исследовательской и инженерной лаборатории холодных регионов армии США (CRREL) для проверки методов добычи полезных ископаемых, проходки туннелей и строительства на многолетнемерзлых породах. Новые проходки туннеля были выполнены CRREL в пять этапов: в 2011, 2013, 2018, 2020 и 2021 гг. Длина основной штольни нового туннеля составляет примерно 110 м от портала, а ее средняя ширина и высота составляют примерно 4,25 м. Разрезы (C1, C2 и C3) соединяют старые (T1) и новые (T2) туннели. Образцы подземного льда различных типов были отобраны из нового туннеля CRREL и прилегающих скважин и проанализированы в Центре стабильных изотопов Аляски в Университете Аляски в Фэрбенксе (UAF) и CRREL. Для анализа возраста методом AMS были проанализированы остатки наземных растений, такие как древесина или травянистые растения (обычно стебли злаков, листья или корни). Тоннель вскрыл разрезы мерзлых пород, типичные для сильнольдистых сингенетических многолетнемерзлых пород едомы и наличие большого количества почти неразложившегося органического вещества, в том числе мелкие корешки, по всей толще едомы. Ледяные жилы, обнаженные в туннеле, имели отчетливую вертикальную слоистость из-за примеси частиц минерального грунта и органического вещества. Изотопный состав повторно-жильных льдов, вскрытых новым туннелем CRREL колеблется от -28,7‰ до -20,4‰ для $\delta^{18}\text{O}$ (среднее значение $-24,9 \pm 1,9$ ‰, $n = 184$), а в голоценовых ледяных жилах, среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -24,0 \pm$

1,3‰, $n = 16$).^[115] Изотопный состав шлиров сегрегационного льда колеблется в пределах от $-23,4$ до $-21,0$ ‰ по значениям $\delta^{18}\text{O}$ (среднее значение $-21,7 \pm 0,7$ ‰). Эти относительно высокие значения (по сравнению с жильными льдами) можно объяснить разным источником воды: если для жильных льдов это в основном талые воды, то ледяные шлиры формируются из подземных вод деятельного слоя, представляющих собой в основном смесь талая вода и дождевая вода.

В общей сложности 54 даты ^{14}C позволили установить возраст в новом тоннеле CRREL и скважинах, пробуренных с поверхности и в скважине, пробуренных со дна тоннеля. Согласно этим датам разрезы едомы датируются примерно между 31 000 и 38 500 лет назад (все датировки указаны в калиброванных годах). Ряд датировок, получены по древесине, которая взвешена во льду (предположительно термокарстово-пещерном льду). Эти даты варьируют от 32 500 до 35 000 лет, хотя один образец дал возраст почти 43 500 лет.^[115] Даты, полученные из скважины, которая была пробурена на дне туннеля, показали диапазон от 36 300 до 36 800 лет назад. Самая старая дата (42 300 лет) получена из скважины на глубине 18,2 м от поверхности вблизи границы между глиной (илом) и гравием. Результаты показали отсутствие систематической погрешности, связанной с древесным материалом по сравнению с не древесным. В одних случаях древесина была старше, в других – старше был травянистый материал. Разница в возрасте между этими материалами колеблется от 2000 до 300 лет. Радиоуглеродные даты, полученные из нового тоннеля, согласуются с ранее полученными датировками из старого тоннеля. Радиоуглеродный анализ на других участках внутренней Аляски показал аналогичный возраст едомы. В районе мерзлотного туннеля Волт-Крик накопление едомы и рост ледяных жил происходили с 40 000–50 000 лет до 25 000 лет назад, образовав едомную толщу мощностью около 15 м.^[109] В районе исследования 9-Mile Hill для едомы мощностью ~ 25 –30 м получены радиоуглеродные даты от 22 600 до 43 100 лет назад. Для района Клондайк едомная толща датирована от 24 000 до 31 000 и от 24 000 до 29 500 лет ^{14}C соответственно.

Сравнение криостратиграфии старой и новой частей туннеля CRREL продемонстрировало существенные различия. Едома в старом туннеле была сильно разрушена или модифицирована эрозионными и термокарстовыми явлениями, и почти все жилы льда в главной штольне старого туннеля были срезаны термоэрозией. На недавно вскрытых участках туннеля также встречаются эрозионные образования и термокарстово-пещерные ледяные тела, но здесь едома сохранилась гораздо лучше. Другим существенным отличием криостратиграфии новых разрезов туннеля CRREL от старых является отсутствие гравийных голоценовых отложений, которые были описаны вблизи портала старого туннеля.

Новые исследования в туннеле CRREL не подтвердили существование двух плейстоценовых тонкодисперсных толщ, разделенных сплошным оттаивавшим слоем, как было описано ранее. Процессы образования едомы и термоэрозии шли одновременно, а криостратиграфические несогласия связаны с локальными термокарстовыми и термоэрозионными процессами.^[115]

С 2005 до 2008 гг в приповерхной части многолетнемерзлых пород побережья Моря Бофорта на Аляске были изучены^[116] подземные льды в 65 участках, расположенных между Мысом Барроу и канадской границей. По описаниям М.Каневского с соавторами^[116] на 20-километровом участке берега залива Камдена здесь встречаются сильнольдистые плейстоценовые едомные толщи. Большие ледяные жилы, возрастом

более 48 тыс. лет наблюдались в этих местах.^[116, стр. 64] Полигоны, типичные для едомных комплексов на земной поверхности не наблюдались. На расстоянии приблизительно 1,8 км от побережья на спутниковых снимках хорошо заметны оползни оттаивания и многочисленные байджарахи, типичные для едомы. Размер полигонов в этом районе изменялся от 6 до 10 м; ширина ледяных жил изменялась от 1 до 4 м. Значения объемной льдистости, включая повторно-жильный лед, поровый лед и сегрегационный лед составляли до 89%.^[116] М.Каневский с соавторами^[117] показали, что равнины Инноко и Коюкук, расположенные во внутренних районах Аляски выработаны в результате формирования котловин крупных озер. Они выделили^[117] девять стадий формирования озёрных равнин, включая четыре стадии деградации едомы и пять стадий последующей аградации и деградации многолетнемёрзлых пород.

С. Эвинг с Ю.Л.Шур, М. Каневским и др.^[118] выполнили датирование подземных льдов Центральной Аляски с применением изотопов урана. Получена серия датировок га разрезах междуречья Юкона и Тананы возрастом до 200-230 тыс. лет.

Полуостров Сьюард. Несмотря на то, что впервые жильный лед в едомной толще п-ова Сьюард были описан О.Е. фон Коцебу и Й.Ф.Г. фон Эшшольцем в 1816 г., до сих пор исследование едомы п-ова Сьюард мало продвинулось. Получены данные о широком распространении в пределах полуострова сильнольдистых толщ с мощными циклично построенными системами ледяных жил. Хорошие фото двухъярусных ледяных жил, мощностью более 5 м, были опубликованы Б.Хигманом и Э. МакКиттрик^[107, стр. 97]. В северной части полуострова Сьюарда, в озерной котловине Девил-Маунтин Ю.Л.Шур, М. Каневский и М.Джордженсон,^[119] пробуравив 21 скважину в озерной котловине и на поверхности едомы описывают едомную толщу с мощными ледяными жилами, достигающими по вертикали не менее 36 м, участки едомы характеризуются общей объемной льдистостью от 70 до 90% (причем ледяные жилы сохранились и в едомной толще под озером, хотя оно было довольно обширным - более 120 м в диаметре).^[119] Ранее аналогичные работы были выполнены на берегу залива Коцебу^[120], а позднее – на озерах Клауди, Йегер и Маар в Девил-Маунтин, и на оз. Мама Ронда на побережье Чукотского моря^[121,122], но в них собственно изучению едомных толщ уделялось небольшое внимание.

Полуостров Болдуин. В приложении к статье^[123] опубликовано 3 фото Й.Шраусса, зафиксировавшего береговой обрыв едомы мощностью 16 м. С помощью ручной дрели было отобрано 25 проб едомных отложений в пяти разных точках отбора. Получено 15 AMS радиоуглеродных датировок, из которых 9 позднеплейстоценовые - но к сожалению только 3 - конечные: 46361 кал. лет с глубины 3,4 м, 44747 кал. лет с глубины 11,2 м и 19551 кал. лет - с глубины 16 м. Радиоуглеродные датировки располагаются инверсионно, тенденция увеличения возраста с глубиной отсутствует. В едоме исследованы биомаркеры: отношение C/N варьирует от 4,4 до 14,0 (среднее значение 10,1), концентрация н-алканов колеблется от 0,5 до 1,8 мг/г C_{орг} (среднее: 1,0 мг/г C_{орг}).

Едома Юкона

Т.Портер и Т.Опель^[124] отмечают, что по сравнению с Российской Арктикой, в западной части Североамериканской Арктики проводилось меньше исследований стабильных изотопов реликтовых подземных льдов, в качестве индикаторов палеоклимата, хотя этот

регион имеет долгую историю исследований. Данные о стабильных изотопах в подземных льдах использовались для других целей, таких как определение возраста и генетической классификации подземных льдов. За последние 10-15 лет было проведено несколько соответствующих исследований, которые способствовали прогрессу в изучении палеоклимата Арктики, в основном на арктическом побережье Юкон – Аляска и в континентальной части Юкона и Аляски.

Ручей Кварц Крик, Клондайк. Т.Портер с соавторами^[125] на р.Кварц Крик описали мощные многоярусные повторно-жильные системы (хотя эта ярусность в большинстве случаев неясная). В жилах, сформировавшихся 31,9-30,2 кал. тыс. лет назад значения $\delta^{18}\text{O}$ составили $-29,3\text{‰}$, а величины $\delta^2\text{H}$ – $-227,3\text{‰}$.

По району Клондайк в центральном Юконе Т.Портер и др.^[125] сообщили о значениях $\delta^{18}\text{O}$ повторно-жильного льда $-29,3\text{‰}$ для окончания стадии МИС 3 ($\sim 31,9\text{--}30,2$ кал. тыс. лет назад) и $-24,5\text{‰}$ для позднего голоцена ($\sim 0\text{--}500$ лет назад) соответственно. На основе средней разницы в $4,8\text{‰}$ между значениями $\delta^{18}\text{O}$ повторно-жильных льдов МИС 3 и позднего голоцена ($5,5\text{‰}$ после стандартизации для $\delta^{18}\text{O}_{\text{морской воды}}$) и предполагаемого соотношения $\delta^{18}\text{O}_{\text{осадки}}\text{--}\Delta T$, равного $0,41\text{‰}\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$, они подсчитали, что зимний сезон в течение МИС 3 в Клондайке был на $\sim 13 \pm 3^{\circ}\text{C}$ холоднее современного. Понижение температуры по результатам изотопного изучения ПЖЛ в центральной части Аляски в течение последнего ледникового максимума ($26,5\text{--}20$ тыс. лет назад) оценивается Т.Портером и др.^[125] $\sim 17 \pm 3^{\circ}\text{C}$. Поровый лед из вмещающих отложений Клондайка, который как полагает Т.Портер, отражает состав годовых осадков имеет средние значения $\delta^{18}\text{O} = -28,0\text{‰}$ и $-22,7\text{‰}$ для МИС 3 и МИС 1, соответственно. Т.Портер и др.^[125] рассчитали, что среднегодовые температуры во время МИС 3 были ниже на $\sim 15 \pm 3^{\circ}\text{C}$ по сравнению с голоценом, что соответствует полученному ими значению снижения зимней температуры в течение МИС 3, полученному при анализе повторно-жильного льда. Однако авторы предупредили, что оценки палеотемпературы, основанные на изотопных значениях, полученных при изучении порового льда, содержащего смесь метеорных вод всех сезонов года, неизбежно более неопределенны, поскольку изотопный состав порового льда в большой степени определяется чувствительностью к изменениям сезонности осадков, чем повторно-жильный лед с более узко ограниченной сезонностью.^[125]

А. Рейес с соавторами^[126] провели криостратиграфические наблюдения на четырех участках на севере Юкона и близлежащих обнажениях на реке Олд-Кроу, Палисейдс на реке Юкон на Аляске и обнажениях россыпных разработок в Тистл-Крик в западно-центральной части Юкона, которые дают представление о реакции многолетнемерзлых пород на региональное потепление во время последнего межледникового. Хронология основана на датировании тефры Олд-Кроу, важного регионального стратиграфического маркера, который относится к МИС 6. Тефра Олд-Кроу перекрывает несколько реликтовых ледяных жил в Палисейдс и Тистл-Крик, что указывает на то, что многолетнемерзлые породы на этих участках за время последнего межледникового полностью не оттаивали, даже в наиболее теплые периоды последнего межледникового и раннеголоценового термического максимума, на что указывают реликтовые ледяные жилы, сохранившиеся под поздней тефрой Олд-Кроу возраста МИС 6 в Палисейдс и Тистл-Крик. Эта находка, а также обнаружение Д. Фрёмом реликтовых ледяных жил в Доминион-Крик, возраст которых превышает 700 тыс. лет назад показывает, что в зоне

прерывистого распространения многолетнемерзлые породы сохранилась, по крайней мере локально, даже в течение нескольких длительных (многотысячелетних) периодов существования климата более теплого, чем современный. Псевдоморфозы ледяных жил в стратиграфической ассоциации с тефрой Олд Кроу в Тисл Крик, Чиджис Блафф и Олд-Кроу-Флэтс, а также в других местах восточной Берингии свидетельствуют о деградации неглубоко залегающих многолетнемерзлых пород во время последнего межледникового, когда некоторые ледяные жилы на этих участках растаяли. Насыщенные древесиной скопления органического ила, которые срезают или перекрывают тефру Олд Кроу и имеют неопределенный возраст по ^{14}C , широко распространены в Тистл Крик, Чиджис-Блафф, Палисейдс и многих других местах в восточной Берингии. Хотя обычно их называют «лесными пластами» последнего межледникового, *in situ* палеопочвы с пнями и корнями редко обнажаются, большая часть древесных отложений, вероятно, представляет собой результат катастрофического таяния, сопровождавшегося массовым перемещением материала или переработкой древесного детрита в термокарстовых водоёмах или котловинах. Полевые данные из Палисейдс, вместе с сохранившимися домежледниковыми клиньями льда в Тистл-Крик, Доминион-Крик и Палисейдс, позволяют предположить, что глубина оттаивания грунта во время последнего межледникового составляла порядка первых метров, а не 10 и более метров. [\[126\]](#)

А. Рейес с соавторами [\[127\]](#) сообщают, что в большинстве предыдущих исследований последних межледниковых отложений в восточной Берингии был получен минимальный возраст по ^{14}C по древесине или гуминовым кислотам, дополняющий максимальный возраст, определенный тефрой олд кроу: Чиджис-Блафф, Бёрч Крик, низменность Холитна (р. Холитна, левый приток Кускоквима), река Ноатак. В районе Фэрбенкса минимальный возраст последних межледниковых отложений также был основан на присутствии пепла, который моложе тефры Олд-Кроу и старше 56 тыс. лет. Данные полученные в Палисейдс являются полезным напоминанием о том, что минимальные оценки возраста должны считаться более достоверными, даже когда масса данных стратиграфии, тефрохронологии и палеоэкологических индикаторов кажется более убедительной из-за возможности переработки и переотложения более древнего органического материала в более молодые отложения. [\[127\]](#)

М. Фритц с соавторами [\[128-130\]](#) исследовали позднеплейстоценовые пластовые и повторно-жильные льды на о. Хершел. Ледяные жилы, нередко демонстрируют довольно низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ – от $-26,5$ до $-30,7\text{‰}$, среднее $-29,1\text{‰}$, величины $\delta^2\text{H}$ изменяются от -213 до -245‰ , среднее -232‰ , а d_{ex} от $1,7$ до $-2,8\text{‰}$, среднее $0,1\text{‰}$. [\[130\]](#) Такие значения $\delta^{18}\text{O} \leq -26\text{‰}$, в позднеплейстоценовых ледяных жилах, как пишут М. Фритц с соавторами [\[130\]](#), свидетельствуют о понижении зимней температуры в процессе формирования снежного покрова. Хотя зимняя температура и возрастала с 16 калибр. тыс. лет назад, тем не менее температуры более низкие чем сейчас сохранялись в восточной Берингии до 13 тыс. кал. лет назад. Повторно-жильные льды и комплексы ископаемых насекомых северной Аляски фиксируют широкомасштабное похолодание зимних и летних температур во временном интервале от 12,8 до 11,5 тыс. кал. лет назад, на который приходится похолодание раннего дриаса. Схожие низкие значения $\delta^{18}\text{O}$, как правило ниже -26‰ , до -32‰ обнаружены в позднеплейстоценовых повторно-жильных льдах острова Хершел, полуострова Тактояттак, центрального Юкона, и мыса Барроу, Аляска. [\[128-130\]](#)

А.Монтет с соавторами [\[131\]](#) исследовали многолетнемерзлые породы, образцы пыльцы,

ископаемых насекомых, арктических сусликов и изотопный состав порового льда в едомных отложениях Лаки Лэди на Клондайке и установили, что среда обитания характеризовалась ксеротической, степно-тундровой растительностью и глубоким сезонным протаиванием. Обнаружены остатки теплолюбивых насекомых, что может свидетельствовать о том, что температуры почвы в период вегетации были сравнимы с современными. Распад экосистемы мамонтовой степи в этом районе Юкона начался около 13 480 лет назад. В этот период активно развивались палеопочвы, отмечено доминирование кустарниковой тундры. Расширение кустарниковой тундры в районе Лаки Лэди совпало с резкими изменениями климатических условий, о чем свидетельствуют измерения $\delta^{18}\text{O}$ порового льда в многолетнемёрзлых породах. При переходе от плейстоцена к голоцену изотопные соотношения становятся более положительными: значения $\delta^{18}\text{O}$ увеличиваются от $-29,1\text{‰}$ до $-21,2\text{‰}$, величины $\delta^2\text{H}$ от $-220,3\text{‰}$ до $-167,7\text{‰}$. [\[131\]](#)

А.В. Питулько и Е.Ю.Павлова [\[132\]](#) продолжили археологические исследования на высокольдистой едоме с мощными повторно-жильными льдами в низовьях р. Яны. Приводятся детальные схемы пространственного распределения повторно-жильных льдов. Обобщены результаты многолетних (с 2003 г.) полевых наблюдений и результатов радиоуглеродного датирования (приведено около 50 ^{14}C датировок). Рассмотрены тафономические особенности, которые могут видоизменять археологические данные. Подчеркивается, что вторичное переотложение в результате термокарстовых процессов приводит к переносу материала, как археологического, так и геохронологического в более низкое положение, чем исходное гипсометрическое расположение. Показано, что частичное оттаивание мерзлых первичных отложений может исказить стратиграфическую последовательности отложений, что отражается в формировании псевдоморфоз по ледяным жилам. Фрагменты едомных толщ в низовьях Яны датируются разными временными интервалами: 21,0-18,5 тыс. лет, 29,6-26,4 тыс. лет, 31,2-21,5 тыс. лет, 24,8 11,9 тыс. лет, 27,3-18,1 тыс. лет. Преобладают датировки в интервале 28-27 тыс. лет. [\[132\]](#)

Международный коллектив авторов [\[133\]](#) составил циркумполярную карту распространения едомных толщ, что выполнено своевременно, но хотелось бы заметить, что некоторые районы, на карте не отражены, это прежде всего Восточный и Центральный Ямал и Чукотка, где едома описана уже более 40 лет, [\[3-6,14-17,19,85,87\]](#) это безусловное упущение авторов карты.

Ю.К. Васильчук и А.К. Васильчук [\[134,135\]](#) исследовав едомные толщи, содержащие крупнообломочный материал, пришли к ряду важных выводов для понимания генезиса едомы:

- (1). Синкриогенные толщи с ледяными жилами, включая едомные отложения, с прослоями гравия и галечника или даже целиком насыщенные щебнем и дресвой являются не аномальным, но обычным криолитологическим явлением.
- (2). Синкриогенные позднеплейстоценовые толщи, насыщенные крупнообломочным материалом, распространены не только в самых суровых северных районах криолитозоны России. Мощные сингенетические жилы в толщах, насыщенных крупнообломочным материалом, встречаются и в южных районах, таких как долины притоков рек Олекмы, Бирюсы, Уды в Восточном Саяне, т.е. южнее $56-54^\circ$ с.ш.
- (3). Едомные толщи, насыщенные крупнообломочным материалом в штате Аляска и на территории Юкон, обнаружены при сооружении дорожных магистралей (например, вдоль

шоссе Далтон) и при разработке золотоносных карьеров в регионе Клондайк.

(4). На п-ове Камчатка ПЖЛ встречены даже в крупнокластических вулканических породах.

(5). Относительно редкая встречаемость едомных массивов, сложенных песками или толщами с обилием крупнообломочного материала, связана с высокой степенью сыпучести такого материала. После оттаивания в обнажениях и при наличии малой связности, грубодисперсные отложения быстро обрушаются и закрывают обнажающийся лед. Мощные ПЖЛ встречаются нередко во вскрышных стенках поверхностных отложений золотодобывающих карьеров. Таким образом, можно предположить широкое наличие мощных сингенетических ледяных жил в закрытых осыпями позднеплейстоценовых массивах.

(6). Наличие крупного песка, гравия и галечника в едомных толщах в долинах рек обычно указывает на доминирующую роль аллювиальных русловых процессов в их формировании.

(7). Присутствие щебня и дресвы в едомных толщах на склонах указывает на доминирующую роль склоновых процессов и их формирование ниже выходов скальных гребней.

(8). Роль эоловых процессов в формировании едомы часто переоценивается, т.к., например, в разрезах позднеплейстоценовых тукуланов мощные ПЖЛ обычно не встречаются. Вместе с тем эоловый перенос материала на поверхности полигональных массивов речных и озерных пойм, морских лайд, нижних частей склонов является одним из заметных факторов аккумуляции отложений, который следует учитывать в исследованиях.

Ю.Л. Шур с коллегами^[136] рассмотрели историю изучения едомы в течение 150 лет от начала XIX века до 80-х годов XX в. Более 150 лет велись споры о ее происхождении. Ошибочные мнения выдающихся и влиятельных учёных возобладали над идеей, предложенной в конце XIX века д-ром Александром фон Бунге и задержали решение проблемы происхождения едомы более чем на 50 лет. История показывает, что всего лишь гипотеза без способов проверки имеет очень низкую вероятность быть плодотворным. Авторы полагают, что когда происходит встреча с новыми и необычными явлениями, то и выдающиеся учёные и молодые исследователи имеют равный шанс предложить ценную идею. Хотя авторы и указывают, что после того, как тайна происхождения едомы в целом решена и понятно, что едома представляет собой сингенетические многолетнемёрзлые породы, пронизанные образовавшимися ледяными жилами^[136], нам всё-таки представляется что в этом направлении ещё предстоит очень много сделать и изотопные и радиоуглеродные исследования должны сыграть едва ли не ведущую роль в решении проблемы генезиса едомы.

Среди части исследователей установилась не очень удачная традиция: изучение изотопных характеристик повторно-жильных льдов, включая едомные завершать обобщением собственно изотопных данных. Но, изотопные данные не являются целью палеогеокриологических исследований, это скорее очень хороший, даже замечательный, инструмент, но не цель. Целью при изучении сингенетических повторно-жильных льдов является палеотемпературная интерпретация изотопных данных, а при изучении внутригрунтовых пластовых, сегрегационных льдов, ледяных ядер бугров пучения - цель изотопных исследований - выявление генезиса льда, установление изотопного состава

исходной воды, определение главного и дополнительных источников питания и т.п. Причем установилась труднообъяснимая традиция - даже в название статьи включать палеоклиматическую реконструкцию, [\[31,33,48,99,106,127\]](#) а саму реконструкцию палеотемператур, при этом не проводить, ограничиваясь сравнением изотопных данных между собой. Возможно, причиной этого является трудности палеотемпературной интерпретации изотопных данных в ледниках, особенно горных, где и сильный ветровой перенос и трансформация изотопного состава снега при фирнизации, и самодиффузия, и масштабные пластические смещения ледниковых масс действительно делают палеотемпературную интерпретацию трудной и подчас невозможной. Но это ни в коей мере не относится к изотопным данным в сингенетических жильных льдах, которые сохраняют в неизменном виде и являются по-крайней мере в Евразии одними из лучших прокси-данных для палеотемпературных реконструкций, среди всех палеообъектов. Авторы, которые используют в своих палеотемпературных расчётах уравнения Ю.Васильчука [\[7\]](#) достаточно много: А.К.Васильчук [\[137\]](#), Н.А. Буданцева, А.А. Васильев, А.Ю. Деревягин [\[27\]](#), А.Н. Котов, Е.Ю. Павлова [\[90\]](#), А.А. Письменюк [\[100\]](#), В.В.Спектор [\[84\]](#), И.Д. Стрелецкая [\[22\]](#), Г.В. Суркова [\[21\]](#), Я.В.Тихонравова, Н.В.Торговкин [\[84\]](#), М.Ю.Чербунина [\[76\]](#), Ю.Н.Чижова [\[10\]](#). Близкие по масштабу палеотемпературные расчеты, исходя из изотопных данных выполнили К.Бёрн, К.Е. Гриффин [\[113\]](#), М.А. Коняхин, Э.Котлер, Х.Майер, Д.В. Михалёв [\[62\]](#), В.И. Николаев [\[61\]](#), Г.Е.Облогов [\[18\]](#), Э. Слот [\[114\]](#), Т.Портер [\[130\]](#), К.Холланд. Еще раз подчеркну, изотопные данные не самоцель исследований, поэтому следующий шаг - палеотемпературная реконструкция необходима и логически оправдана. Другое дело, с какой точностью она может быть выполнена, это вопрос дискуссионный и он вряд ли когда-нибудь будет полностью решен. Но, вспомним афоризм Ф.Бэкона: "Истина всё же скорее возникает из заблуждения, чем из неясности", процитированный и Т.Куном в его книге "Структура научных революций".

Коллектив высоко профессиональных российских изотопистов и климатологов: А.К. Васильчук, Н.А.Буданцева, Г.В.Суркова и Ю.Н. Чижова выполнили всесторонний анализ надежности палеотемпературно-изотопных уравнений Васильчука [\[137\]](#). Ими было проведено обратное тестирование, заключавшееся в расчётах среднезимних и среднеянварских температур точек отбора и изотопно-кислородного состава ростков современных ледяных жилков и сравнении полученных данных температур с реально наблюдавшимися на метеостанциях, расположенных в непосредственной близости от точки отбора льда ростка. Ими указывается: "Как видно из тестирования ...значения среднезимних и среднеянварских температур при реконструкции по формулам Ю.К. Васильчука всегда попадают в доверительный интервал во всем современном температурном диапазоне. При реконструкции палеотемпературы со значениями $\delta^{18}\text{O}$ от -30 до -35‰ реконструируемые значения примерно совпадают при использовании формул Ю.К. Васильчука и Х. Майера, значения среднеянварских температур, полученных по уравнениям Г.Е.Облогова сильно отличаются более, чем на $5\text{-}7\text{‰}$. Как отмечал сам Х.Майер поскольку его уравнения преимущественно основаны на изотопных данных по росткам Ю.К.Васильчука результаты реконструкций часто идентичны. Однако даже уравнения Х. Майера все же обнаруживают существенные отклонения при значении $\delta^{18}\text{O}$ равном -20‰ : абсолютная величина отклонения от реальных значений среднеянварской температуры $4,7^{\circ}\text{C}$ и $2,1^{\circ}\text{C}$ от реальных значений среднезимней температуры. Возможно, это связано с тем, что, работая в сравнительно более узком регионе на севере Таймыра и Арктических островах, он исключил точки по более восточным и западным регионам из рассматриваемого множества". [\[137, стр. 15\]](#) Далее

указывается, что в формуле Г.Е. Облогова, связывающей среднезимнюю температуру и изотопный состав ростков присутствует ошибка, заключающаяся в том, что коэффициент, связывающий в его же уравнении среднеянварскую температуру (коэффициент 1,12) со значением $\delta^{18}\text{O}$ меньше, чем коэффициент для среднезимней температуры (коэффициент 1,15) при близких значениях свободного члена. При низких (позднеплейстоценовых) значениях $\delta^{18}\text{O}$ (от -35 до -37 ‰) среднезимняя температура (напомним, что под среднезимней температурой Г.Е. Облогов понимает среднюю температуру трех месяцев: декабря, января и февраля) будет отрицательнее, чем значение среднеянварской температуры. При этом чем ниже значения $\delta^{18}\text{O}$, тем более неправдоподобны результаты. Так при значениях -37 ‰ значение среднеянварской температуры $-47,9$ °C, а средняя температура периода с декабря по февраль по уравнениям Г.Е. Облогова $-47,2$ °C. Это совершенно нереалистично. Так, например вблизи современного полюса холода в современном Батагае значение среднеянварской температуры равно $-47,9$ °C, а средняя температура периода с декабря по февраль равна $-40,6$ °C. По результатам тестирования уравнение Г.Е.Облогова для реконструкции среднеянварской температуры дает результаты, совпадающие с натурными наблюдениями при значении $\delta^{18}\text{O}$ -25 ‰, при других значениях $\delta^{18}\text{O}$ разница с данными справочников более заметная, ее абсолютные значения составляют 4.23 °C при величине $\delta^{18}\text{O}$ равной -15 ‰, 2.59 °C при значении $\delta^{18}\text{O}$ равном -18 ‰, 6.09 °C при значении $\delta^{18}\text{O}$ равном -27 ‰. Поэтому значения позднеплейстоценовых среднеянварских температур, по уравнению Г.Е. Облогова получаются для центральных районов Якутии выше, чем даже современные, например для позднеплейстоценовых жил Батагайского едомного комплекса характерны значения $\delta^{18}\text{O}$ равны -35 ‰, реконструированная средняя температура января равна -45.63 °C, а в период с 1978 по 2014 гг. она 6 раз была ниже этих значений. Заметим, что для этого района значения $\delta^{18}\text{O}$ в ростках ледяных жил составляет -29 ‰. Такая же существенная ошибка отмечается и для расчетов по Куларской едоме. Таким образом реконструкции позднеплейстоценовых среднеянварских температур, рассчитываемые по уравнению Г.Е. Облогова неадекватны реальности. Рассчитываемые по уравнению Г.Е. Облогова тестируемые температуры холодного периода (в понимании Ю.К.Васильчука и Х.Майера - это среднезимняя температура) достоверны в интервале значений $\delta^{18}\text{O}$ от -20 до -27 ‰, полученные значения близки к реальным, но для значений -15 ‰ и -18 ‰ реконструируемая температура не совпадает с данными справочника в абсолютном выражении на 2.83 и 2.48 соответственно. В диапазоне низких значений $\delta^{18}\text{O}$ (от -30 до -35 ‰), согласно уравнению Г.Е.Облогова получены значения палеотемпературы холодного периода близкие к результатам по формулам Ю.К.Васильчука и Х.Майера. Согласно расчетам Г.Е. Облогова разница оценок по сравнению с данными Ю.К. Васильчука составляет менее 2 °C, а пределы варьирования частных значений определяемой по уравнениям регрессии температуры составляют $\pm 3,8$ °C с вероятностью 0,85. Уравнение М.А. Коняхина содержит ошибку, тестирование его уравнения дает неудовлетворительный результат во всем диапазоне, абсолютная величина отклонения от реальных значений составляет $4.65-8.78$ °C. Авторы заключают ^[137], что построение уравнений регрессии на данном уровне знаний скорее является шагом назад, поскольку имеет существенные и непредсказуемые ограничения при интерпретации, которые невозможно определить, интерпретируя данные по плейстоценовым повторно-жильным льдам. Результаты обратного тестирования, приведенные для формул реконструкции среднезимней температуры, демонстрируют, что для уравнений регрессии имеются интервалы, в которых реконструкция вполне совпадает с натурными данными, но есть интервалы, где расхождение с натурными данными очень существенно. Для уравнения Х.

Майера результаты, отличающиеся от реальных значений $\delta^{18}\text{O}$ в жильных ростках отмечены при значениях среднезимней температуры -21 и -27°C (1,74 и 1,96 ‰ соответственно), а для уравнения Г.Е. Облогова – неудовлетворительные результаты тестирования характерны для интервала относительно высокой среднезимней температуры от -13 до -18°C (разница с реальными значениями $\delta^{18}\text{O}$ составляет 3.4-2.8‰). Особо отмечается, что соотношение Ю.К.Васильчука работает во всем диапазоне. Уравнение М.А. Коняхина демонстрирует неправдоподобные результаты противоречащие реальным данным для всего диапазона температур характерных для Арктических районов (из-за содержащейся в уравнении М.А. Коняхина алгебраической ошибки). [\[137\]](#)

Ю.К. Васильчук и А.К.Васильчук [\[138, 139\]](#) подвели промежуточные итоги палеоклиматических реконструкций в Северной Евразии для едомных толщ датированных 30-12 тыс. лет назад, которые заключаются в следующем:

(1) Сингенетические ледяные жилы активно формировались в едомных толщах в Арктических районах в течение всего периода 30-12 тыс. лет назад.

(2) Период интенсивного роста конкретного массива ледяных жил в том или ином регионе мог отличаться от соседней области и даже от соседнего массива, и он длился, как правило, не более 10-15 тыс. лет, затем рост мог либо прекратиться совсем, либо временно приостановиться из-за смены режима обводнения, и затем снова возобновиться, но уже в рамках другого цикла осадконакопления.

(3) Построены изотопные диаграммы по сингенетическим ледяным жилам, привязанные во времени, и затем рассчитаны средние значения $\delta^{18}\text{O}$ для временных отрезков с шагом 2-4 тыс. лет, датируемые временными интервалами 30-28, 24-22, 20-18, 16-12 тыс. лет назад.

(4) Построены карты-схемы распределения значений $\delta^{18}\text{O}$ в сингенетических ледяных жилах, датируемых временными интервалами 30-28, 24-22, 20-18, 16-12 тыс. лет назад.

(3). Выполнена палеореконструкция среднеянварских температур, на основании значений $\delta^{18}\text{O}$ в сингенетических ледяных жилах, для временных интервалов 30-28, 24-22, 20-18, 16-12 тыс. лет и построены карты-схемы распределения зимних палеотемператур для этих временных интервалов для всей территории Сибири.

(4) Тенденции в распределении $\delta^{18}\text{O}$ в ледяных жилах формировавшихся в течение всего периода 30-12 тыс. лет назад аналогичны современным, т.е. значения $\delta^{18}\text{O}$ становились в позднеплейстоценовых жилах более отрицательными при движении с запада на восток примерно на 8-10 ‰, в среднем составляя: в Западной Сибири -23 , -25 ‰ (в современных жилах -17 , -19 ‰), в Северной Якутии -31 до -33 ‰ (в современных жилах -25 , -27 ‰); При дальнейшем продвижении на восток они повышались от -28 , -31 ‰ в Северной Чукотке (в современных жилах -22 , -27 ‰) и центральных районах Магаданской области, до -25 до -28 ‰ в Восточной Чукотке (в современных жилах -16 , -20 ‰).

(5) Средние температуры января над Российской Арктикой были примерно на $8-12^\circ\text{C}$ меньше, чем современные. В районах с изменяемыми климатическими условиями, такими как Чукотке, диапазон средних температур января был до $17-18^\circ\text{C}$ меньше, чем в наше время.

(6) Евразийская криолитозона в течение всего периода 30-12 тыс. лет назад была похожа на современную криолитозону якутского сектора.

(7) Тенденции распределения значений $\delta^{18}\text{O}$ в сингенетических ледяных жилах в Сибири 30-12 тыс. лет назад свидетельствуют о том, что транспортировка воздушных масс транспорта по всей Субарктической зоне Сибири была похожа на современный воздушный перенос. Влияние Атлантических воздушных масс было доминирующим над территорией севера Сибири, преобладая от полуострова Ямал до северо-восточной части Якутии, но это влияние, возможно, было слабее, то в настоящее время, из-за более частой адвекции холодного и сухого арктического воздуха. Также вероятно, влияние воздушных масс Тихого океана была незначительной в восточной части Северной Азии. По-видимому, континентальный антициклонический режим доминировал в районах Тихоокеанского побережья, особенно в зимний период.

Эти палеоклиматические реконструкции, [\[138,139\]](#) дополненные исследованиями более древних едомных толщ [\[37,38,42,43,52,64,66,68\]](#) не выявили каких-либо значительных изменений в характере распределения многолетнемерзлых толщ в разные этапы внутри периода 30-12 тыс. лет назад на севере Сибири. Равномерные тенденции значений $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных льдах на обширной территории севера Сибири свидетельствует о равномерной атмосферной циркуляции в то время. Это в свою очередь служит наглядным свидетельством отсутствия мощных ледниковых покровов на равнинах Сибири, наличие которых могло значительно повлиять не только на характер распределения значений $\delta^{18}\text{O}$ в сингенетических ледяных жилах, но и на сам факт развития мощных ледяных жил, которые конечно же не формируются под ледниковым покровом.

Выводы

1. Исследования едомы во втором и третьем десятилетиях XXI века существенно обогатились за счет еще более широкого применения высокоточных измерений содержания стабильных изотопов кислорода и водорода в повторно-жильных льдах, а также, применением AMS радиоуглеродного датирования микровключений органического материала и включений CO_2 во льдах жил.
2. Заметным событием этого периода стало всестороннее исследование едомы Батагайского разреза, самого масштабного криолитологического объекта на Земле, и, возможно, одного из наиболее древних, подстилающие едому толщи в этом разрезе датированы более 600 тыс. лет.
3. Перспективны для изучения природы и условий формирования едомных толщ углубленные исследования биомаркеров, ДНК, ПАУ, газовой компоненты и т.п., начавшиеся в этот период и бурно развивающиеся.
4. Изотопные данные не самоцель исследований едомы, палеотемпературная реконструкция с их использованием необходима и логически оправдана. Совершенствование исследований с целью повышения точности палеотемпературных реконструкций - одна из насущных проблем изучения едомы.

Библиография

1. Васильчук Ю.К. Едома. Часть 1. История геокриологического изучения в XIX и XX веках // *Арктика и Антарктика*. 2022. № 4. С. 54–114. doi: 10.7256/2453-

8922.2022.4.39339.

2. Васильчук Ю.К. Едома. Часть 2. История геокриологического изучения и исследований стабильных изотопов и радиоуглеродного возраста в первом десятилетии XXI века // *Арктика и Антарктика*. 2023. № 2. С. 34–86. doi: 10.7256/2453-8922.2023.2.40971.
3. Vasil'chuk Yu. K., Budantseva N. A., Vasil'chuk A. C. High-Resolution Oxygen Isotope Diagram of Late Pleistocene Ice Wedges of Seyaha Yedoma, Eastern Yamal Peninsula // *Doklady Earth Sciences*. 2019. Vol. 487, Part 1, pp. 823–826. doi: 10.1134/S1028334X19070195.
4. Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A., Budantseva N. (2023). AMS 14C dating of Seyakha yedoma and January air palaeotemperatures for 25-21 cal ka BP based on the stable isotope compositions of syngenetic ice wedges // *Radiocarbon*. 2023. Vol. 64. Iss. 6. P. 1419–1429. doi: 10.1017/RDC.2022.15.
5. Vasil'chuk Yu.K., van der Plicht J., Jungner H., Sonninen E., Vasil'chuk A.C. First direct dating of Late Pleistocene ice-wedges by AMS // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. Vol. 179. N2. P. 237–242. doi: 10.1016/S0012-821X(00)00122-9.
6. Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т. Изотопно-кислородная диаграмма повторно-жильных льдов Западной Сибири, ее радиологический возраст и палеогеокриологическая интерпретация // *Доклады АН СССР*. 1984. Том 275. N 2. С. 425–428.
7. Vasil'chuk Y.K. Reconstruction of the palaeoclimate of the Late Pleistocene and Holocene of the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone // *Water Resources*. 1991. Vol. 17(6). P. 640–647.
8. Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды // *Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал. Том 2. Криосфера Бованенковского нефте-газоконденсатного месторождения*. М.: ООО "Газпром экспо". 2013. С. 318–325.
9. Дубиков Г. И. *Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири*. М.: Изд-во "Геос", 2002. 246 с.
10. Чижова Ю.Н., Бабкин Е.М., Хомутов А.В. Изотопный состав кислорода и водорода повторно-жильных льдов Центрального Ямала // *Лёд и снег*. 2021. Том 61. №1. С. 137–148.
11. Semenov P.B., Pismeniuk A.A., Malyshev S.A., Leibman M.O., Streletskaya I.D., Shatrova E.V., Kizyakov A.I., Vanshtein B.G. (2020). Methane and Dissolved Organic Matter in the Ground Ice Samples from Central Yamal: Implications to Biogeochemical Cycling and Greenhouse Gas Emission // *Geosciences*. Vol. 10(11). 450. doi:10.3390/geosciences10110450.
12. Forman S.L., Ingólfsson Ó., Gataullin V., Manley W., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale Area, western Yamal Peninsula, Russia // *Quaternary Research*. 2002. Vol. 57. № 3. P. 355–370.
13. Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Рекант П.В., Арсланов Х.А. Подземные льды в четвертичных отложениях побережья Карского моря как отражение палеогеографических условий конца неоплейстоцена-голоцена // *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. 2012. № 72. С. 29–58.
14. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г. Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // *Лёд и снег*. 2013. Том 122. №2. С. 83–92.
15. Слагода Е.А., Опокина О.Л., Курчатова А.Н., Рогов В.В. Строение и разновидности

- подземных льдов в верхнелепестово-голоценовых отложениях Западного Ямала (мыс Марре-Сале) // *Криосфера Земли*. 2012. Том XVI. № 2. С. 9–22.
16. Опокина О.Л., Слагода Е.А., Курчатова А.Н. Стратиграфия разреза «Марре-Сале» (Западный Ямал) с учётом новых данных радиоуглеродного анализа // *Лед и снег*. 2015. №4. С. 87–94.
17. Облогов Г.Е. *Эволюция криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене – голоцене* / Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Тюмень. 2016. 197 с.
18. Oblogov G.E., Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Gusev E.A., Arslanov H.A. Quaternary Deposits and Geocryological Conditions of Gydan Bay Coast of the Kara Sea // *Proceedings of the tenth International conference on permafrost*. Salekhard, June 25-29, 2012. Mel'nikov VP, Drozdov DD, Romanovsky V. (eds.). Salekhard. Northern Publisher. 2012. P. 293–296.
19. Васильчук Ю.К. *Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций)*. Изд. Отдел Теоретических проблем РАН. Геол. ф-т. МГУ, ПНИИИС. 1992. В 2-х томах. Том 1. – 420 с. Том 2. – 264 с.
20. Kislov A., Alyautdinov A., Baranskaya A., Belova N., Bogatova D., Vikulina M., Zheleznova I., Surkova G. A. Spatially Detailed Projection of Environmental Conditions in the Arctic Initiated by Climate Change // *Atmosphere*. 2023. Vol. 14. 1003. <https://doi.org/10.3390/atmos14061003>.
21. Суркова Г.В., Васильчук Ю.К. Сравнение модельных и реконструированных палеотемператур в последний ледниковый максимум в Российской Арктике // *Вестник Московского университета, серия география*. 2022. №6. С. 40–48. doi: 10.55959/MSU0579-9414-5-2022-6-40-48.
22. Streletskaya I.D., Pismeniuk A.A., Vasiliev A.A., Gusev E.A., Oblogov G.E., Zadorozhnaya N.A. The Ice Rich Permafrost Sequences as a Paleoenvironmental Archive for the Kara Sea Region (Western Arctic) // *Frontiers in Earth Science*. 2021. Vol. 9. 723382. doi: 10.3389/feart.2021.723382.
23. Гусев Е.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н., Кузнецов В.Ю., Смирнов С.Б., Чернов С.Б., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б. Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям низовьев Енисея // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2011. №2. С. 36–44.
24. Streletskaya I.D., Gusev E.A., Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Molodkov A.N. Pleistocene–Holocene paleoenvironmental records from permafrost sequences at the Kara Sea coasts (NW Siberia, Russia) // *Geography, environment, sustainability*. 2013. Vol. 6. № 3. P. 60–76.
25. *Антропоген Таймыра*. М.: Наука. 1982. 182 с.
26. Andreev, A. A., Tarasov, P. E., Siegert, C., Ebel, T., Klimanov, V. A., Melles, M., Bobrov, A. A., Dereviagin, A. Yu., Lubinski, D. J. & Hubberten H.-W. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate on the northern Taymyr Peninsula, Arctic Russia // *Boreas*. 2003. Vol. 32. P. 484–505. doi: 10.1080/03009480310003388.
27. Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Брезгунов В.С., Хуббертен Г.-В., Зигерт К. Изотопный состав повторно-жильных льдов мыса Саблера (оз. Таймыр) // *Криосфера Земли*. 1999. Том 3. № 3. С. 41–49.
28. Möller P., Benediktsson Í.Ö., Anjar J., Bennike O., Bernhardson M., Funder S., Håkansson L.M., Lemdahl G., Licciardi J.M., Murray A.S., Seidenkrantz M.-S. Data set on sedimentology, palaeoecology and chronology of Middle to Late Pleistocene deposits on the Taimyr Peninsula, Arctic Russia // *Data in brief*. 2019. Vol. 25.

104267. doi:10.1016/j.dib.2019.104267.
29. Möller P., Benediktsson Í.Ö., Anjar, J., Bennike, O., Bernhardson, M., Funder, S., Håkansson L.M., Lemdahl, G., Licciardi, J.M., Murray, A.S., Seidenkrantz, M-S., Glacial history and palaeo-environmental change of southern Taimyr Peninsula, Arctic Russia, during the Middle and Late Pleistocene // *Earth-Science Reviews*. 2019. Vol. 193. 102832. doi:10.1016/j.earscirev.2019.04.004.
 30. Murton Ju. B., Edwards M.E., Lozhkin A.V., Anderson P.M., Savvinov G.N., Bakulina N., Bondarenko O.V., Cherepanova M.V., Danilov P.P., Boeskorov V., Goslar T., Grigoriev S., Gubin S.V., Korzun Ju.A., Lupachev A.V., Tikhonov A., Tsygankova V.I., Vasilieva G.V., Zanina O.G. Preliminary paleoenvironmental analysis of permafrost deposits at Batagaika megaslump, Yana Uplands, northeast Siberia // *Quaternary Research*. 2017. Vol. 7. P. 314–330. doi:10.1017/qua.2016.15
 31. Ashastina K., Schirmermeister L., Fuchs M., Kienast F. Palaeoclimate characteristics in interior Siberia of MIS 6-2: first insights from the Batagay permafrost mega-thaw slump in the Yana Highlands // *Climate of the Past*. 2017. Vol. 13. P. 795–818.
 32. Васильчук Ю.К., Васильчук Дж.Ю., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Тришин А.Ю. Изотопно-геохимические особенности Батагайской едомы (предварительные результаты) // *Арктика и Антарктика*. 2017. № 3. С. 95–121. doi: 10.7256/2453-8922.0.0.24433.
 33. Opel T., Murton J.B., Wetterich S., Meyer H., Ashastina K., Gunther F., Grotheer H. et al. Past climate and continentality inferred from ice wedges at Batagay megaslump in the Northern Hemisphere's most continental region, Yana Highlands, interior Yakutia // *Climate of the Past*. 2019. Vol. 15. P. 1443–1461.
 34. Ashastina K. *Palaeo-environments at the Batagay site in inland West Beringia during the late Quaternary*. PhD thesis. Friedrich-Schiller-Universität, Jena. 2018. doi:10.22032/dbt.38013.
 35. Ashastina K., Kuzmina S., Rudaya N., Troeva E., Schoch W.H., Römermann C., Reinecke J., Otte V., Savvinov G., Wesche K., Kienast F., Woodlands and steppes: Pleistocene vegetation in Yakutia's most continental part recorded in the Batagay permafrost sequence // *Quaternary Science Reviews*. 2018. Vol. 196. P. 38–61. doi: 10.1016/j.quascirev.2018.07.032.
 36. Васильчук Ю.К., Васильчук Дж.Ю., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Тришин А.Ю. Высокоразрешающие изотопно-кислородная и дейтериевая диаграммы в повторно-жильных льдах Батагайской едомы, север Центральной Якутии // *Доклады Российской Академии Наук*. 2019. Том 487. №6. С. 674–678. doi:10.31857/S0869-56524876674-678.
 37. Васильчук Ю.К., Васильчук Дж.Ю. Первые AMS датировки микровключений органики в повторно-жильных льдах верхнего яруса Батагайской едомы, Якутия // *Доклады Российской Академии Наук*. 2019. Том 489. №1. С. 84–88. doi: 10.31857/S0869-5652489189-92.
 38. Васильчук Ю.К., Васильчук Дж.Ю., Буданцева Н.А., Васильчук А.К. Новые AMS-датировки микровключений органического вещества в повторно-жильных льдах нижнего яруса Батагайской едомы, Якутия // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2020. Том. 490. №2. С. 201–204. doi: 10.7868/S2686739720020152.
 39. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk J.Yu., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Belik A.D., Bludushkina L.B., Ginzburg A.P., Krechetov P.P., Terskaya E.V. Major and trace elements, $\delta^{13}\text{C}$, and polycyclic aromatic hydrocarbons in the Late Pleistocene ice wedges: A case-study of Batagay yedoma, Central Yakutia // *Applied Geochemistry*.

2020. Vol. 120. 104669. doi: 10.1016/j.apgeochem.2020.104669.
40. Васильчук Ю. К., Белик А. Д., Буданцева Н. А., Геннадиев А. Н., Васильчук Дж. Ю. Изотопный состав углерода и полиарены в педогенном материале ледяных жил Батагайской едомы (Якутия) // *Почвоведение*. 2020. №2. С. 188-198. doi: 10.31857/S0032180X20020148.
41. Васильчук Ю.К., Белик А.Д., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Васильчук Д.Ю., Гинзбург А.П., Блудушкина Л.Б. Вариации содержания ПАУ и соотношение содержания углерода и азота в почвах в районе Батагайского термоэрозионного мегаоврага, север Якутии // *Арктика и Антарктика*. 2020. № 3. С. 100–114. doi: 10.7256/2453-8922.2020.3.33583.
42. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk J.Yu., Budantseva N. A., Vasil'chuk A.C. MIS 3-2 paleo-winter temperature reconstructions obtained from stable water isotope records of radiocarbon-dated ice wedges of the Batagay Ice Complex (Yana Upland, eastern Siberia) // *Radiocarbon*. 2023. Vol. 64. Iss. 6. P. 1403–1417. doi: 10.1017/RDC.2022.60.
43. Васильчук Ю. К., Васильчук А. К., Буданцева Н. А., Васильчук Дж. Ю. Январская палеотемпература воздуха в период МИС-3-2 в северо-восточной Якутии, реконструированная по высокоразрешающей записи изотопного состава сингенетических повторно-жильных льдов Батагайской едомы // *Арктика: экология и экономика*. 2023. Том 13, № 4. С. 516–528. doi:10.25283/2223-4594-2023-4-516-528.
44. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N. A., Vasil'chuk J.Yu., Ginzburg, A.P. Synchronous isotopic curves in ice wedges of the Batagay Yedoma: precision matching and similarity scoring // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2024. In Press.
45. Murton J.B., Opel T., Toms P., et al. A multi-method dating study of ancient permafrost, Batagay megaslump, East Siberia // *Climate of the Past*. 2022. Vol. 105. P. 1–22. doi:10.1017/qua.2021.27.
46. Murton J., Opel T., Wetterich S., Ashastina K., Savvinov G., Danilov P., Boeskorov V. Batagay megaslump: A review of the permafrost deposits, Quaternary environmental history, and recent development // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2023. Vol. 34(3). P. 399–416. doi: 10.1002/ppp.2194.
47. Jongejans L.L., Mangelsdorf K., Karger C., Opel T., Wetterich S., Courtin J., Meyer H., Kizyakov A.I., Grosse G., Shepelev A.G., Syromyatnikov I.I., Fedorov A.N., Strauss J. Molecular biomarkers in Batagay megaslump permafrost deposits reveal clear differences in organic matter preservation between glacial and interglacial period // *The Cryosphere*. 2022. Vol. 16. P. 3601–3617. doi:10.5194/tc-16-3601-2022.
48. Opel T., Wetterich S., Meyer H., Dereviagin A. Y., Fuchs M. C., Schirrmeister L. Ground-ice stable isotopes and cryostratigraphy reflect late Quaternary palaeoclimate in the Northeast Siberian Arctic (Oyogos Yar coast, Dmitry Laptev Strait) // *Climate of the Past*. Vol. 13. P. 587–611. doi:10.5194/cp-13-587-2017.
49. Wetterich S., Kizyakov A., Fritz M., Wolter Ju., Mollenhauer G., Meyer H., Fuchs M., Aksenov A., Matthes H., Schirrmeister L., Opel T. The cryostratigraphy of the Yedoma cliff of Sobo-Sise Island (Lena delta) reveals permafrost dynamics in the central Laptev Sea coastal region during the last 52 kyr // *The Cryosphere*. 2020. Vol. 14. P. 4525–4551. doi: 10.5194/tc-14-4525-2020.
50. Wetterich S., Rudaya N., Nazarova L., Syrykh L., Pavlova M., Palagushkina O., Kizyakov A., Wolter J., Kuznetsova T., Aksenov A., Stoof-Leichsenring K.R., Schirrmeister L., Fritz M. Paleo-Ecology of the Yedoma Ice Complex on Sobo-Sise Island (Eastern Lena Delta, Siberian Arctic) // *Frontiers in Earth Science*. 2021. Vol. 9. 681511. doi:

- 10.3389/feart.2021.681511.
51. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Сингенетические повторно-жильные льды и возраст склоновой едомы в предгорье хребта Кулар // *Криосфера Земли*. 2020. Том XXIV. №2. С. 3–14. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2020-2(3-14).
52. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Изотопно-геохимический состав повторно-жильных льдов склоновой едомы хребта Кулар и реконструкция среднеянварской палеотемпературы воздуха 47-25 тыс. лет назад // *Криосфера Земли*. 2020. Том XXIV. №3. С. 25–37.
53. Большианов Д.Ю., Макаров А.С., Штраус Й., Шнейдер В. К морскому происхождению ледового комплекса пород и первой террасы дельты реки Лены с новыми доказательствами // *Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России*, вып. 5. 2019. С. 15–37.
54. Schwamborn G., Manthey C., Diekmann B., Raschke U., Zhuravlev A., Prokopiev A.V., Schirrmeister L. (2020). Late Quaternary sedimentation dynamics in the Beenchime-Salaatinsky Crater, Northern Yakutia // *Arktos*. 2020. Vol. 6. Iss.1. P. 75–92. doi: 10.1007/s41063-020-00077-w.
55. Торговкин Н.В. и др. Изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ - δD подземных льдов Момо-Селенняхской впадины и Абыйской низменности // *Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России*, вып. 9. 2022. С. 268–271. doi: 10.24412/2687-1092-2022-9-268-271.
56. Платонов И.А. и др. Строение и условия залегания ледового комплекса в долине среднего течения р. Индигирки // *Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России*, вып. 9. 2022. С. 212–215. doi: 10.24412/2687-1092-2022-9-211-215.
57. Бартова А.В. Ещё немного о едоме Северо-Востока // *Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России*, вып. 9. 2022. С. 17–21. doi:10.24411/2687-1092-2019-10503.
58. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Достоверность наиболее молодых радиоуглеродных датировок в синкриогенных толщах многолетнемерзлых пород // *Криосфера Земли*. 2010. Том XIV. № 4. С. 3–16.
59. Vasil'chuk Yu. K., Vasil'chuk A. C. Strategy of valid ^{14}C dates choice in syngenetic permafrost // *The Cryosphere Discuss*. 2014. Vol. 8, 5589-5621. doi: 10.5194/tcd-8-5589-2014.
60. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A. C. Validity of radiocarbon ages of Siberian yedoma // *GeoResJ*. 2017. Vol. 13. P. 83–95. doi:10.1016/j.grj.2017.02.004.
61. Николаев В.И., Михалев Д.В., Романенко Ф.А., Брилли М. Реконструкция условий формирования многолетнемерзлых пород Северо-Востока России по результатам изотопных исследований (на примере опорных разрезов Колымской низменности) // *Лед и снег*. 2010. № 4. С. 79–90.
62. Михалев Д.В., Николаев В.И., Романенко Ф.А. Реконструкция условий формирования подземных льдов Колымской низменности в позднем плейстоцене-голоцене по результатам изотопных исследований // *Вестник Моск. ун-та, серия география*. 2012. №5. С. 35–42.
63. Соломатин В.И. *Физика и география подземного оледенения: учеб. пособие для вузов*. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2013. 346 с.
64. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Зимние палеотемпературы воздуха в низовьях Колымы 30-12 тыс. лет назад по результатам изучения изотопного состава едомы Плахинского Яра // *Криосфера Земли*. 2018. Том XX. №5. С. 3–19. doi:

- 10.21782/EC2541-9994-2018-5(3-16).
65. Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Комбинированный 14С анализ пыльцы и микровключений органики для датирования ледяных жил едомы Бизон, низовья реки Колымы // *Сборник докладов расширенного заседания научного совета по криологии Земли РАН "Актуальные проблемы геоэкологии" с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов*. МГУ имени М.В.Ломоносова, 15-16 мая 2018 г. Том 1. М.: "КДУ" Университетская книга. 2018. С. 247–253.
66. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Реконструкция среднеянварской палеотемпературы воздуха 48-15 тысяч калиброванных лет назад по изотопно-кислородному составу едомы Зеленого Мыса // *Криосфера Земли*. 2021. Том XXV. №2. С. 48–61. doi: 10.15372/KZ20210205.
67. Murton Ju.B., Goslar T., Edwards M.E., Bateman M.D., Danilov P.P., Savvinov G.N., Gubin S.V., Ghaleb B., Haile J., Kanevskiy M., Lozhkin A.V., Lupachev A.V., Murton D.K., Shur Yu., Tikhonov A., Vasil'chuk A.C., Vasil'chuk Yu.K., Wolfe S.A. Palaeoenvironmental Interpretation of Yedoma Silt (Ice Complex) Deposition as Cold-Climatic Loess, Duvanny Yar, Northeast Siberia // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2015. Vol. 26. Iss. 3. P. 208–288. doi: 10.1002/ppp.1843.
68. Vasil'chuk Yu. K. Syngenetic ice wedges: cyclical formation, radiocarbon age and stable-isotope records // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2013. Vol. 24. N1. P. 82–93. doi: 10.1002/ppp.1764.
69. Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Изотопные и палеотемпературные корреляции позднеплейстоценовых опорных разрезов Колымской низменности // *Сборник докладов Шестой конференции геоэкологов России «Мониторинг в криолитозоне» с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов*. МГУ имени М.В. Ломоносова, 14 – 17 июня 2022 г.: сборник статей [электронное издание сетевого распространения]. – М.: «КДУ», «Добросвет», 2022. С. 699–706.
70. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Бартова А.В., Зимов С.А. Вариации стабильных изотопов кислорода в повторно-жильных льдах циклитной едомы Станчиковского Яра на реке Малый Анюй // *Арктика и Антарктика*. 2018. № 3. С. 37–56. doi: 10.7256/2453-8922.2018.3.27121.
71. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А. Стабильные изотопы кислорода в новых разрезах едомных и голоценовых отложений поселка Черский, низовья реки Колымы // *Арктика и Антарктика*. 2018. № 3. С.95–106. doi: 10.7256/2453-8922.2018.3.27600.
72. Конищев В.Н. Лёссовые породы: новые возможности изучения их генезиса // *Инженерная геология*. 2015. №5. С. 22–36.
73. Шмелев Д.Г. *Криогенез рыхлых отложений полярных областей земли*: диссертация на соиск. уч. степени кандидата географических наук. МГУ. 2016. 155 с.
74. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Гинзбург А.П. Радиоуглеродный возраст и стабильные изотопы кислорода и водорода в позднеплейстоценовом повторно-жильном льду на реке Вилюй // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2022. Том 506, №2. С. 153–158. doi:10.31857/S2686739722600849.
75. Павлова М., Лыткин В. Химический и изотопный состав подземных льдов Центрально-Якутской равнины и Западного Верхоянья // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России [Электронный ресурс] : материалы XIII Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, 21-24 марта 2023 г.* Отв. ред. В.Ю. Фридовский. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2023. С. 501–505.
76. Cherbunina M.Y., Karaevskaya E.S., Vasil'chuk Y.K., Tananaev N.I., Shmelev D.,

- Budantseva N.A., Merkel A.Y., Rakitin A., Mardanov A., Brouchkov A.V., Bulat S. Microbial and geochemical evidence of permafrost formation at Mamontova Gora and Syrdakh, Central Yakutia // *Frontiers in Earth Science*. 2021. Vol. 9. 739365. doi:10.3389/feart.2021.739365.
77. Yang J.-W., , Ahn J., Iwahana G., Ko N., Kim J.-H., Kim K., Fedorov A., Han S. Origin of CO₂, CH₄, and N₂O trapped in ice wedges in central Yakutia and their relationship // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2023. Vol. 34. Iss. 1. P. 122-141. doi: 10.1002/ppp.2176.
78. Park H., Ko N.-Y., Kim J.E., Opel T., Meyer Y., Wetterich S., Fedorov A., Shepelev A., Ahn J. (2022). Compositions and origins of greenhouse gas species in permafrost ice wedges at the Batagay megaslump, Yana Uplands, Northeast Siberia // *EGU General Assembly*. Abstract.
79. Kim K., Yang J.-W., Yoon H., Byun E., Fedorov A., Ryu Y., Ahn J. Greenhouse gas formation in ice wedges at Cyuie, central Yakutia // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2019. Vol. 30, N1. P. 48–57. doi.org/10.1002/ppp.1994.
80. Ko S, Ahn J, Fedorov A, Lee G. (2022). Effects of Thawing Conditions in Sample Treatment on the Chemical Properties of East Siberian Ice Wedges // *Korea Economic and Environmental Geology*. 2022. Vol. 55(6). P. 727-736. doi:10.9719/EEG.2022.55.6.727.
81. Ulrich M., Jongejans L.L., Grosse G., Schneider B., Opel T., Wetterich S., Fedorov A.N, Schirmeister L., Windirsch T., Wiedmann J., Strauss J. Geochemistry and Weathering Indices of Yedoma and Alas Deposits beneath Thermokarst Lakes in Central Yakutia // *Frontiers in Earth Science*. 2021. Vol. 9. 704141. doi: 10.3389/feart.2021.704141.
82. Alempic J.-M., Lartigue A., Goncharov A.E., Grosse G., Strauss J., Tikhonov A.N., Fedorov A.N., Poirot O., Legendre M., Santini S., Abergel C., Claverie J.-M. An update on eukaryotic viruses revived from ancient permafrost // *Viruses*. 2023. Vol. 15(2). 564. doi:10.3390/v15020564.
83. Rigou S., Santini S., Abergel C., Claverie J.-M., Legendre M. (2022). Past and present giant viruses diversity explored through permafrost metagenomics // *Nature Communications*. Vol. 13. 5853. doi:10.1038/s41467-022-33633-x.
84. Спектор В. В., Jin H., Торговкин Н. В., Максимов Г.Т., Спектор В.Б., Сыромятников И.И. Строение плейстоценовых криогенных отложений Лено-Амгинской равнины (Центральная Якутия) // *Природные ресурсы Арктики и Субарктики*. 2020. Том 25. № 3. С. 49–62. doi:10.31242/2618-9712-2020-25-3-5.
85. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Изотопно-кислородный состав повторно-жильных льдов острова Айон и палеотемпературные реконструкции позднего плейстоцена и голоцена для севера Чукотки // *Вестник Моск. ун-та. Серия геология*. 2017. №6. С. 92–104. doi: 10.3103/S0145875218010131.
86. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Повторно-жильные льды долины реки Майн и реконструкция зимних палеотемператур воздуха Южной Чукотки 38-12 тысяч лет назад // *Криосфера Земли*. 2017. Том XXI. №5. С. 27–41. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-5(27-41).
87. Kuzmina S.A., Sher A.V., Edwards M.E., Haile J., Yan E.V., Kotov A.N., Willerslev E. (2011). The Late Pleistocene environment of the Eastern West Beringia based on the principal section at the Main River, Chukotka // *Quaternary Science Reviews*. 2011. Vol. 30. P. 2091–2106. doi: 10.1016/j.quascirev.2010.03.019.
88. Willerslev E., Davison J., Moora M., Zobel M., Coissac E., Edwards M.E., Lorenzen E.D., Vestergård M., Gussarova G., Haile J., Craine J., Gielly L., Boessenkool S., Epp L.S., Pearman P.B., Cheddadi R., Murray D., Bråthen K.A., Yoccoz N., Binney H., Cruaud C.,

- Wincker P., Goslar T., Alsos I.G., Bellemain E., Brysting A.K., Elven R., Sønstebo J.H., Murton J., Sher A., Rasmussen M., Rønn R., Mourier T., Cooper A., Austin J., Möller P., Froese D., Zazula G., Pompanon F., Rioux D., Niderkorn V., Tikhonov A., Savvinov G., Roberts R.G., MacPhee R.D.E., Gilbert M.T.P., Kjær K.H., Orlando L., Brochmann C., Taberlet P. Fifty thousand years of Arctic vegetation and megafaunal diet // *Nature*. 2014, 506, 47–51.
89. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Типы цикличности едомных толщ в долине реки Майн, Чукотка // *Арктика и Антарктика*. 2019. № 2. С. 34–61. doi: 10.7256/2453-8922.2019.2.29667.
90. Павлова Е.Ю., Иванова В.В., Мейер Х., Питулько В.В. Изотопный состав ископаемых льдов как индикатор палеоклиматических изменений на севере Новосибирских островов и западе Яно-Индигоирской низменности // *Материалы IX Всерос. совещания по изучению четвертичного периода* (Иркутск, 15–20 сент. 2015 г.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2015. С. 349–351.
91. Васильчук Ю.К., Макеев В.М., Маслаков А.А., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Чижова Ю.Н. Изотопно-кислородный состав позднеплейстоценовых и голоценовых повторно-жильных льдов острова Котельный // *Доклады Российской Академии Наук*. 2018. Том 482. №2. С. 213–216. doi: 10.31857/S086956520003205-8.
92. Васильчук Ю.К., Макеев В.М., Маслаков А.А., Буданцева Н.А., Васильчук А.К. Реконструкция позднеплейстоценовых и раннеголоценовых зимних температур воздуха на острове Котельный по изотопному составу повторно-жильных льдов // *Криосфера Земли*. 2019. Том XXIII. №2. С. 13–28. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2019-2(13-28).
93. Макеев В.М., Арсланов Х.А., Барановская О.Ф. и др. Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена о-ва Котельного // *Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода*, 1989, вып. 58. С. 58–69.
94. Makeev V.M., Ponomareva D.P., Pitulko V.V., et al. Vegetation and climate of the New Siberian Islands for the past 15,000 years // *Arctic, Antarctic, and Alpine Res.* 2003. Vol. 35(1). P. 56–66.
95. Wetterich S., Rudaya N., Tumskey V., Andreev A.A., Opel T., Schirmermeister L., Meyer H. Last Glacial Maximum records in permafrost of the East Siberian Arctic // *Quaternary Science Reviews*. 2011. Vol. 30. Iss. 21-22. P. 3139-3151. doi:10.1016/j.quascirev.2011.07.020.
96. Wetterich S., Tumskey V., Rudaya N., Andreev A.A., Opel T., Meyer H., Schirmermeister L., Hüls M. Ice Complex formation in arctic East Siberia during the MIS3 Interstadial // *Quaternary Science Reviews*. 2014. Vol. 84. P. 39-55.
97. Wetterich S., Tumskey V., Rudaya N., Kuznetsov V., Maksimov F., Opel T., Meyer H., Andreev A.A., Schirmermeister L. Ice complex permafrost of MIS5 age in the Dmitry Laptev Strait coastal region (East Siberian Arctic) // *Quaternary Science Reviews*. 2016. Vol. 147. P. 298-311.
98. Wetterich S., Rudaya N., Kuznetsov V., Maksimov F., Opel T., Meyer H., Günther F., Bobrov A., Raschke E., Zimmermann H.H., Strauss J., Starikova A., Fuchs M., Schirmermeister L. Ice Complex formation on Bol'shoy Lyakhovsky Island (New Siberian Archipelago, East Siberian Arctic) since about 200 ka // *Quaternary Research*. 2019. Vol. 92, p. 530–548. <https://doi.org/10.1017/qua.2019.6>.
99. Wetterich S., Meyer H., Fritz M., Mollenhauer G., Rethemeyer J., Kizyakov A. et al. (2021). Northeast Siberian permafrost ice-wedge stable isotopes depict pronounced last Glacial maximum winter cooling // *Geophysical Research Letters*. 2021. Vol. 48.

- e2020GL092087. doi:10.1029/2020GL092087.
100. Pismeniuk A., Semenov P., Veremeeva A., He W., Kozachek A., Malyshev S., Shatrova E., Lodochnikova A., Streletskaya, I. Geochemical Features of Ground Ice from the Faddeevsky Peninsula Eastern Coast (Kotelny Island, East Siberian Arctic) as a Key to Understand Paleoenvironmental Conditions of Its Formation // *Land*. 2023. Vol. 12. 324. <https://doi.org/10.3390/land12020324>.
 101. Романенко Ф.А., Николаев В.И., Архипов В.В. Изменения изотопного состава природных льдов побережья Восточно-Сибирского моря: географический аспект // *Лед и снег*. 2011. №1. Том 113. С. 93–104.
 102. Schirrmeister L., Dietze E., Matthes H., Grosse G., Strauss J., Laboor S., Ulrich M., Kienast F., Wetterich S. The genesis of Yedoma Ice Complex permafrost – grain-size endmember modeling analysis from Siberia and Alaska // *E&G Quaternary Science Journal*. 2020. Vol. 69. P. 33–53, doi: 10.5194/egqsj-69-33-2020.
 103. Schirrmeister L., Wetterich S., Schwamborn G., Matthes H., Grosse G., Klimova I., Kunitsky V.V., Siegert C. Heavy and Light Mineral Association of Late Quaternary Permafrost Deposits in Northeastern Siberia // *Frontiers in Earth Science*. 2022. 10:741932. doi: 10.3389/feart.2022.741932.
 104. French H. M., Millar S.W.S. Permafrost at the time of the Last Glacial Maximum (LGM) in North America // *Boreas*. 2014. Vol. 43. P. 667–677. doi: 10.1111/bor.12036.
 105. Kanevskiy M., Shur Yu., Fortier D., Jorgenson M. T., Stephani E. Cryostratigraphy of Late Pleistocene Syngenetic Permafrost (Yedoma) in Northern Alaska, Itkillik River Exposure // *Quaternary Research*, 2011. Vol. 75. P. 584–596. doi:10.1016/j.yqres.2010.12.003.
 106. Lapointe E.L., Talbot Ju., Fortier D., Fréchette B., Strauss J., Kanevskiy M., Shur Yu. Middle to late Wisconsinan climate and ecological changes in northern Alaska: Evidences from the Itkillik River Yedoma // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2017. Vol. 485. P. 906–916. doi: 10.1016/j.palaeo.2017.08.006.
 107. Васильчук Ю.К. Едомные толщи Аляски и Клондайк с хорошо выраженными признаками цикличности // *Арктика и Антарктика*. 2019. № 2. С. 80–111. doi: 10.7256/2453-8922.2019.2.29778.
 108. Péwé T.L. *Quaternary Geology of Alaska. Geological Survey Professional Paper 835. A study of the glacial, periglacial, eolian, fluvial, lacustrine, marine, and volcanic deposits of Quaternary age in Alaska and paleoclimatic fluctuations of glaciers and permafrost and changes in the distribution of plants and animals*. United States Government Printing Office, Washington. 1975. 145 p. (3P 2U563).
 109. Schirrmeister L., Meyer H., Andreev A., Wetterich S., Kienast F., Bobrov A., Fuchs M. C., Sierralta M., Herzschuh U. Late Quaternary records from the Chatanika River valley near Fairbanks (Alaska) // *Quaternary Science Reviews*, 2016. Vol. 147. P. 259–278. doi: 10.1016/j.quascirev.2016.02.009.
 110. Douglas T. A., Fortier D., Shur Yu. L., Kanevskiy M. Z., Guo L., Cai Y. et al. Biogeochemical and Geocryological Characteristics of Wedge and Thermokarst-Cave Ice in the CRREL Permafrost Tunnel, Alaska // *Permafrost Periglacial. Processes*. 2011. Vol. 22. P. 120–128. doi:10.1002/ppp.709.
 111. Lachniet M. S., Lawson D. E., Sloat A. R. Revised 14C Dating of Ice Wedge Growth in interior Alaska (USA) to MIS 2 Reveals Cold Paleoclimate and Carbon Recycling in Ancient Permafrost Terrain // *Quaternary Research*. 2012. Vol. 78. P. 217–225. doi:10.1016/j.yqres.2012.05.007.
 112. Katayama T., Tanaka M., Moriizumi J., Nakamura T., Brouckov A., Douglas T.A.,

- Fukuda M., Tomita F., Asano, K. Phylogenetic analysis of bacteria preserved in a permafrost ice wedge for 25,000 years // *Applied and Environmental Microbiology*. 2007. Vol. 73. P. 2360–2363.
113. Griffing C.Y. *Pleistocene climate in Alaska from stable isotopes in an ice wedge*. UNLV Theses Master of Science in Geoscience. Paper 915. University of Nevada, Las Vegas. 2011. 58 p.
 114. Sloat A. *Modern to Late Pleistocene Stable Isotope Climatology of Alaska*. UNLV Theses Doctor of Philosophy – Geosciences. Paper 2143. University of Nevada, Las Vegas. 2014. 181 p.
 115. Kanevskiy M., Shur Y., Bigelow N.H., Bjella K.L., Douglas T.A., Fortier D., Jones B.M., Jorgenson M.T. (2022). Yedoma Cryostratigraphy of Recently Excavated Sections of the CRREL Permafrost Tunnel Near Fairbanks, Alaska // *Frontiers in Earth Science*. Vol. 9. 758800. doi: 10.3389/feart.2021.758800.
 116. Kanevskiy M., Shur Y., Jorgenson M.T., Ping C.-L., Michaelson C.J., Fortier D. Stephani, E. et al. (2013). Ground ice in the upper permafrost of the Beaufort Sea coast of Alaska // *Cold Regions Science and Technology*. Vol. 85. P. 56–70. doi.org/10.1016/j.coldregions.2012.08.002.
 117. Kanevskiy M., Jorgenson M.T., Shur Y., O'Donnel J.A., Harden J.W., Zhuang Q., Fortier D. (2014). Cryostratigraphy and Permafrost Evolution in the Lacustrine Lowlands of West-Central Alaska // *Permafrost and Periglacial Processes*. 25(1): 14–34 doi:10.1002/ppp.1800.
 118. Ewing S.A., Paces J.B., O'Donnell J.A., Jorgenson M.T., Kanevskiy M.Z., Aiken G.R., Shur Y., Harden J.W., Striegl R. (2015). Uranium isotopes and dissolved organic carbon in loess permafrost: Modeling the age of ancient ice. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2015. Vol. 152. P. 143-165. doi:10.1016/j.gca.2014.11.008.
 119. Shur, Y., Kanevskiy, M.Z., Jorgenson, M.T., Dillon, M., Stephani, E., Bray, M., Fortier, D. (2012). Permafrost Degradation and Thaw Settlement under Lakes in Yedoma Environment // In: *Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost*. Salekhard. 2012. P. 383–388.
 120. Jones B.M., Grosse G., Arp D., Jones M.C., Walter Anthony K. M., Romanovsky V. E. Modern thermokarst lake dynamics in the continuous permafrost zone, northern Seward Peninsula, Alaska. *Journal of Geophysical Research*. 2011. Vol. 116, G00M03. doi:10.1029/2011JG001666.
 121. Farquharson L., Anthony K. W., Bigelow N., Edwards M., Grosse G. Facies analysis of yedoma thermokarst lakes on the northern Seward Peninsula, Alaska, *Sediment. Geol.* 2016. Vol. 340. P. 25–37, doi:10.1016/j.sedgeo.2016.01.002.
 122. Lenz J., Wetterich S., Jone, B. M., Meyer H., Bobrov A., Grosse G. (2016). Evidence of multiple thermokarst lake generations from an 11 800-year-old permafrost core on the northern Seward Peninsula, Alaska. *Boreas*, Vol. 45. P. 584–603. doi:10.1111/bor.12186.
 123. Jongejans L. L., Strauss J., Lenz J., Peterse F., Mangelsdorf K., Fuchs M., Grosse G. Organic matter characteristics in yedoma and thermokarst deposits on Baldwin Peninsula, west Alaska. *Biogeosciences*. 2018.
 124. Porter T.J., Opel T. Recent advances in paleoclimatological studies of Arctic wedge- and pore-ice stable-water isotope records // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2020. Vol. 31. P. 429–441. doi: 10.1002/ppp.2052.Vol. 15. P. 6033-6048. doi:10.5194/bg-15-6033-2018.
 125. Porter T.J., Froese D.G., Feakins S.J., Bindeman I.N., Mahony M.E., Pautler B.G.,

- Reichart G.-J., Sanborn P.T., Simpson M.J., Weijers J.W.H. Multiple water isotope proxy reconstruction of extremely low last glacial temperatures in Eastern Beringia (Western Arctic) // *Quaternary Science Reviews*. 2016. Vol. 137. P. 113-125. doi: 10.1016/j.quascirev.2016.02.006.
126. Reyes A.V., Froese D.G., Jensen B.J.L. Permafrost response to last interglacial warming: field evidence from non-glaciated Yukon and Alaska // *Quaternary Science Reviews*. 2010. Vol. 29. P. 3256-3274. doi:10.1016/j.quascirev.2010.07.013.
 127. Reyes A.V., Zazula G.D., Kuzmina S., Ager T.A., Froese D.G. (2011). Identification of last interglacial deposits in eastern Beringia: a cautionary note from the Palisades, interior Alaska. *Journal of Quaternary Science*. 2011. Vol. 26(3). P. 345–352.
 128. Fritz M. Late Quaternary environmental dynamics of the western Canadian Arctic – Permafrost and lake sediment archives at the eastern Beringian edge. Kumulative Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades "doctor rerum naturalium" (Dr. rer. nat.) in der Wissenschaftsdisziplin "Terrestrische Geowissenschaften" eingereicht an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Potsdam. 2011. 122 p.
 129. Fritz M., Herzschuh U., Wetterich S., Lantuit H., de Pascale G.P., Pollard W.H., Schirrmeister L. Late glacial and Holocene sedimentation, vegetation, and climate history from easternmost Beringia (northern Yukon Territory, Canada) // *Quaternary Research*. 2012. Vol. 78. P. 549–560. doi:10.1016/j.yqres.2012.07.007.
 130. Fritz M., Wetterich S., Schirrmeister L., Meyer H., Lantuit H., Preusser F., Pollard W. Eastern Beringia and beyond: Late Wisconsinan and Holocene landscape dynamics along the Yukon Coastal Plain, Canada // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2012. Vol. 319-320. P. 28–45.
 131. Monteath A.J., Kuzmina S., Mahony M., Calmels F., Porter T., Mathewes R., Sanborn P., Zazula G., Shapiro B., Murchie T.J., Poinar H.N., Sadoway T., Hall E., Hewitson S., Froese D. Relict permafrost preserves megafauna, insects, pollen, soils and pore ice isotopes of the mammoth steppe and its collapse in central Yukon // *Quaternary Science Reviews*. 2023. Vol. 299. 107878. doi:10.1016/j.quascirev.2022.107878.
 132. Pitulko V.V., Pavlova E.Y. Structural Properties of Syngenetic Ice-Rich Permafrost, as Revealed by Archaeological Investigation of the Yana Site Complex (Arctic East Siberia, Russia): Implications for Quaternary Science // *Frontiers in Earth Science*. 2022. Vol. 9. 744775. doi: 10.3389/feart.2021.744775.
 133. Strauss J., Laboor S., Schirrmeister L., Fedorov A.N., Fortier D., Froese D., Fuchs M., Günther F., Grigoriev M., Harden J., Hugelius G., Jongejans L.L., Kanevskiy M., Kholodov A., Kunitsky V., Kraev G., Lozhkin A., Rivkina E., Shur Y., Siegert C., Spektor V., Streletskaya I., Ulrich M., Vartanyan S., Veremeeva A., Anthony K.W., Wetterich S., Zimov N., Grosse G. Circum-Arctic Map of the Yedoma Permafrost Domain // *Frontiers in Earth Science*. 2021. Vol. 9. 758360. doi: 10.3389/feart.2021.758360.
 134. Васильчук Ю. К., Васильчук А. К. Едома с включениями грубообломочных пород // *Инженерная геология*. Том XVIII. № 2. С. 64–80. doi: 10.25296/1993-5056-2023-18-2-64-80.
 135. Vasil'chuk Yu.K. 2023. Yedoma sediments with gravel and rock debris inclusions: Characteristics and origin // *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. 34. Iss. 2. P. 229–243. doi: 10.1002/ppp.2185.
 136. Shur Y., Fortier D., Jorgenson M.T., Kanevskiy M., Schirrmeister L., Strauss J., Vasiliev A., Ward Jones M. (2022). Yedoma Permafrost Genesis: Over 150 Years of Mystery and Controversy // *Frontiers in Earth Science*. 2022. Vol. 9. 757891. doi:

- 10.3389/feart.2021.757891.
137. Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Суркова Г.В., Чижова Ю.Н. О надежности палеотемпературно-изотопных уравнений Васильчука и становлении изотопной палеогеокриологии // Арктика и Антарктика. 2021. № 2. С. 1–25. doi: 10.7256/2453-8922.2021.2.36145.
138. Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A. Spatial distribution of mean winter air temperatures in Siberian permafrost at 20-18 ka BP using oxygen isotope data // *Boreas*. 2014. Vol. 43. Iss. 3. P. 678–687. doi: 10.1111/bor.12033.
139. Васильчук Ю.К. Пространственно-временное распределение среднеянварских палеотемператур воздуха на территории Российской Арктики для периода 30-12 тыс. лет назад с высоким временным разрешением // *Арктика и Антарктика*. 2016. № 1. С.1–17. doi:10.7256/2453-8922.2016.1.21310.

Результаты процедуры рецензирования статьи

В связи с политикой двойного слепого рецензирования личность рецензента не раскрывается.

Со списком рецензентов издательства можно ознакомиться [здесь](#).

Предмет исследования являются, по мнению автора, история геокриологического изучения и исследований Едома стабильных изотопов и радиоуглеродного возраста во втором десятилетии и первой трети третьего десятилетия XXI века с целью анализа наиболее заметные публикации 2010-2023 гг., посвященные радиоуглеродному датированию и исследованиям стабильных изотопов в едомных толщах российской и североамериканской Арктики.

Методология исследования, в статье не указаны, но исходя из анализа статьи можно сделать вывод о использовании методов анализа литературных данных о радиоуглеродного датирования и исследованиям стабильных изотопов в едомных толщах российской и североамериканской Арктики.

Актуальность затронутой темы безусловна и состоит в получении существенной информации об едомы во втором и третьем десятилетиях XXI века за счет еще более широкого применения высокоточных измерений содержания стабильных изотопов кислорода и водорода в повторно-жильных льдах, а также, применением AMS радиоуглеродного датирования микровключений органического материала и включений CO₂ во льдах жил, являющихся важной структурной частью исследования гляциальных процессов. Некоторые из исследований были начаты ранее, но именно во втором и третьем десятилетиях XXI века они получили новый импульс, часть же видов высокоточных исследований едомы было выполнена впервые. Исследования автора статьи помогают понять механизм повышения точности палеотемпературных реконструкций как одной из насущных проблем изучения едомы.

Научная новизна заключается в попытке автора статьи на основе проведенных исследований сделать вывод о всестороннем исследовании едомы Батагайского разреза, самого масштабного криолитологического объекта на Земле, и, возможно, одного из наиболее древних, подстилающие едому толщи в этом разрезе датированы более 600 тыс. лет. Перспективны для изучения природы и условий формирования едомных толщ углубленные исследования биомаркеров, ДНК, ПАУ, газовой компоненты и т.п., начавшиеся в этот период и бурно развивающиеся. Это является важным дополнением в развитии геокриологии.

Стиль, структура, содержание стиль изложения результатов достаточно научный. Статья представляет собой глубокий аналитический обзор достаточно большого спектра

литературных источников по проблеме исследования, текст структурирован, положения доказательны, выводы логичны и последовательны. Однако есть ряд пожеланий, в частности, автору статьи следовало бы иллюстрировать разнообразными визуализированными формами информации от таблицы и графиков до схем и фотографий.

Библиография весьма исчерпывающая для постановки рассматриваемого вопроса, но не содержит ссылки на нормативно-правовые акты.

Апелляция к оппонентам представлена в выявлении проблемы на уровне имеющейся информации, полученной автором в результате анализа.

Выводы, интерес читательской аудитории в выводах есть обобщения, позволившие применить полученные результаты. Целевая группа потребителей информации в статье не указана.