

На правах рукописи



Чижова Юлия Николаевна

**ИЗОТОПНАЯ ИНДИКАЦИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ
ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ И БУГРОВ ПУЧЕНИЯ В
КРИОЛИТОЗОНЕ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

1.6.8. Гляциология и криология Земли

Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора
географических наук

Москва – 2026

Работа выполнена в ФГБУ Институт географии РАН.

Научный консультант: **Васильчук Юрий Кириллович**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, Географический ф-т МГУ имени М.В. Ломоносова.

Официальные оппоненты:

Покровский Борис Глебович, доктор геолого-минералогических наук, чл.-корр. РАН, главный научный сотрудник, зав. лабораторией геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН.

Шполянская Нелла Александровна, доктор географических наук, профессор Ухтинского государственного технического университета.

Папина Татьяна Савельевна, доктор химических наук, начальник химико-аналитического центра ФГБУН Институт водных и экологических проблем СО РАН.

Ведущая организация: Федеральное государственное бюджетное учреждение «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институту», отдел географии полярных стран.

Защита состоится «18» декабря 2026 г. в 11:00 часов на заседании диссертационного совета 24.1.049.03 на базе ФГБУН Институт географии РАН по адресу: 119017, г. Москва, Старомонетный переулок, д. 29, стр. 4.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ФГБУН Института географии РАН и на сайте организации: <http://igras.ru/defences/>.

Автореферат разослан « » _____ 2026 г.

Отзывы на автореферат (на бумажных носителях в двух экземплярах, заверенные подписью и печатью, и в электронном виде в формате PDF) просим направлять по адресу 119017, г. Москва, Старомонетный пер, д. 29, ученому секретарю Диссертационного совета 24.1.049.03, Титковой Т.Б. e-mail: d00204604@igras.ru.

Учёный секретарь

диссертационного совета, к.г.н.

Титкова Татьяна Борисовна

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Постановка проблемы. Формирование пластовых льдов в четвертичных отложениях арктических районов традиционно рассматривалось в рамках двух конкурирующих гипотез – ледниковой и морской. Ледниковая гипотеза трактует пластовые льды как реликты покровного оледенения либо как результат инфильтрационно-конжеляционного промерзания в приледниковых условиях. Морская гипотеза связывает их происхождение с промерзанием водонасыщенных морских и прибрежно-морских осадков, однако внутри нее сохранялась значительная неопределенность в отношении механизмов льдообразования, источников влаги и временной привязки фазам морских трансгрессий и регрессий. Большой вклад в изучение пластовых ледяных залежей внесли Анисимова Н.П., Бадю Ю.Б., Баулин В.В., Белова Н.Г., Буданцева Н.А., Васильев А.А., Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Втюрин Б.И., Гасанов Ш.Ш., Гатауллин В.Н., Гусев Е.А., Данилов И.Д., Дубиков Г.И., Иванова В.В., Каневский М.З., Карпов Е.Г., Каплянская Ф.А., Кондаков В.В., Крицук Л.Н., Опокина О.Л., Облогов Г.Е., Пармузин С.Ю., Романенко Ф.А., Слагода Е.А., Соломатин В.И., Стрелецкая И.Д., Тарасов П.Е., Тарноградский В.Д., Трофимов В.Т., Фотиев С.М., Хименков А.Н., Шполянская Н.А., Шур Ю.Л., Forman S.L., French H.M., Fritz M., Fujino K., Kato K., Mackay J.R., Meyer H., Murton J., Schirrmeister L., Wetterich S.

В рамках морской гипотезы ухудшение дренажа и формирование застойных зон связывалось преимущественно с регрессией моря и выравниванием рельефа (Стрелецкая и др., 2006). В результате механизм сингенетического накопления пластовых льдов в условиях высокого уровня моря оставался недостаточно обоснованным. Дополнительную сложность создавали различные трактовки и критерии отнесения залежей к тому или иному типу. Это приводило к разночтениям в интерпретации разрезов и затрудняло сопоставление данных по разным районам Западной Сибири.

В связи с этим особое значение приобретают геохимические методы, среди которых ключевая роль принадлежит изотопному составу льда (соотношению $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$), а также химическим маркерам, способным выступать в качестве индикаторов источников воды и условий льдообразования. Большой вклад в изучение изотопных характеристик пластовых льдов внесли работы Васильчука Ю.К., Беловой Н.Г., Буданцевой Н.А., Вайкмяэ Р.А., Деревягина А.Ю.,

Ивановой В.В., Котова А.Н., Королёва С.Ю., Облогова Г.Е., Романенко Ф.А., Дубикова Г.И., Стрелецкой И.Д., Слагоды Е.А., Соломатина В.И., Тарасова А.М., Campbell-Heaton K., Clark I.D., Coulombe S., Dallimore S.R., Fritz M., Iwahana G., Mackay J.R., Michel F., Lauriol B., Lacelle D., Roy, C., Wolfe S.A.

Наряду с пластовыми льдами, важнейшим объектом криогенного морфогенеза в голоцене являются бугры пучения – пинго и пальза. В отличие от пластовых залежей, формирование которых было приурочено преимущественно к позднеплейстоценовому этапу, бугры пучения отражают перестройку гидрологического режима территории в голоцене и чутко реагируют на изменения уровня грунтовых вод, состояния таликовых зон и дренированности ландшафтов. Большой вклад в изучение бугров пучения внесли работы Попова А.И., Данилова И.Д., Евсеева В.П., Соловьева П.А., Стрелецкой И.Д., Шполянской Н.А., Mackay J.R., Seppälä M. Изотопная стратиграфия ледяных ядер бугров – это уникальная летопись условий роста бугра. Заметный вклад в изучение изотопных характеристик бугров пучения внесли Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К., Гутарева О.С., Демидов В.Э., Демидов Н.Э., Деревягин А.Ю., Calmels F.C., Harris S.A., Ishikawa M., Michel F.A., Yoshikawa K.

Несмотря на значительный объем накопленных данных по пластовым и жильным льдам Ямала, до настоящего времени отсутствовала комплексная модель, которая бы однозначно связывала весь комплекс изотопно-гидрохимически данных с характером накопления отложений и условиями поступления воды-источника для формирования льдов.

Актуальность. Пластовые льды и ледяные ядра бугров пучения являются одними из наиболее информативных, но в то же время дискуссионных объектов в криолитозоне Западной Сибири. Они представляют собой уникальные архивы палеогеокриологических, палеогидрологических и палеоклиматических условий, однако их генезис, источники влаги и возраст остаются предметом острых дискуссий. Особенно остро стоит вопрос о механизмах формирования крупных ледяных залежей в морских и прибрежно-морских отложениях, где традиционные интерпретации – ледниковая и морская – часто вступают в противоречие с изотопными и гидрохимическими данными. В условиях активного промышленного освоения полуострова Ямал и необходимости прогноза криогенных процессов понимание природы и условий формирования этих льдов приобретает

не только фундаментальное, но и прикладное значение. Особая актуальность изотопного подхода обусловлена тем, что изотопный состав льда ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, d_{exs}) является прямым индикатором условий льдообразования, поскольку фиксирует изотопный сигнал воды-источника и характер фракционирования при промерзании.

Научная новизна

1. Для пластовых льдов и ядер бугров пучения Западной Сибири применён комплексный изотопно-гидрохимический подход, включающий систематический анализ $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, дейтериевого эксцесса, химического состава вод и радиоуглеродного датирования как льда, так и вмещающих отложений.
2. Впервые на основе лабораторного эксперимента установлена роль глинистого субстрата в формировании кинетических изотопных эффектов при промерзании.
3. Впервые датированы пластовые льды Ямала по растворённому органическому углероду, экстрагированному непосредственно из льда (^{14}C AMS TOC) и установлены рамки их формирования на севере Западной Сибири от 43 до 28 тыс. кал. лет назад.
4. Разработана модель формирования пластовых льдов в условиях гидравлического подпора со стороны моря, связывающая изотопные и гидрохимические данные с хронологией осадконакопления и этапами морских трансгрессий.
5. Впервые описан новый тип изотопной записи по ледяному ядру пинго у г. Салехард, показавшей изменение гидрогеологических условий территории. На основе изотопных данных по буграм пучения Западной Сибири предложена их типизация по источникам питания (закрытые озерные талики, поверхностные воды, грунтовые воды верхнего горизонта) и показаны особенности их питания.

Цель и задачи

Цель работы – изотопная индикация источников влаги, условий и механизмов формирования пластовых ледяных залежей и ядер бугров пучения в позднем плейстоцене и голоцене на севере Западной Сибири по изотопному составу кислорода и водорода льда.

Задачи

1. Обобщить равновесные и кинетические изотопные эффекты при льдообразовании, установить основные изотопные критерии,

которые можно использовать для интерпретации условий образования и генезиса подземного льда.

2. Систематизировать изотопные характеристики всех имеющихся разрезов пластовых льдов; установить временные рамки формирования по ^{14}C датированию как самого льда, так и вмещающих отложений; определить условия льдообразования (открытая или закрытая система) и источники воды.
3. Систематизировать изотопные характеристики всех изученных бугров пучения и идентифицировать условия льдообразования (открытая или закрытая система) и источники воды.
4. Рассмотреть процессы образования вторичного льда в голоценовых полигонально-жилых комплексах и соответствующие им изотопные паттерны.
5. Провести сравнительный анализ полученных изотопных данных с существующими представлениями о формировании пластовых льдов и ядер бугров в других районах распространения этих типов льдов; выявить региональные особенности льдообразования в Западной Сибири, и на этой основе реконструировать геокриологический и гидрологический режим и хронологию образования подземных льдов Ямала.

Решение поставленных в работе задач позволило сформулировать защищаемые положения:

1. Изотопные характеристики подземных льдов (величина наклона линии регрессии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ и диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$) являются фундаментальными индикаторами условий льдообразования, позволяющими различать процессы промерзания в условиях открытых и закрытых систем, а также диагностировать вклад кинетического фракционирования, связанного со скоростью промерзания и эффективной толщиной пограничного диффузионного слоя. Критерием открытой системы является наклон выше 7,3, для закрытой системы наклоны составляют от 7 до 3 в зависимости от вклада кинетических процессов.
2. Внутригрунтовые сегрегационные пластовые ледяные залежи Ямала в период MIS-3/MIS-2 на поверхности 3 морской террасы формировались как в условиях открытой системы при промерзании обводненных песчаных горизонтов – в Бованенково, у ст. Марре-Сале и на побережье Байдарацкой губы (устье р.Оюяха), так и в условиях

закрытой системы при сингенетическом промерзании озерных отложений (стационар Васькины дачи, долина р. Мордыяха).

3. Изотопная стратиграфия ледяных ядер, выраженная в смене наклонов линий $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$, позволяет идентифицировать эволюцию режимов питания бугров пучения в криолитозоне Западной Сибири: переход от изолированного промерзания (закрытая система наклон линии регрессии $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O} = 6,3$) к поступлению вод из региональных таликов (открытая система наклон линии регрессии $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O} = 7,6$), что формирует уникальную изотопную летопись процесса.

4. В голоценовых торфяниках Западной Сибири соотношение $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ льда полигонально-жильных комплексов в парагенетических сочетаниях с вмещающими льдистыми отложениями служит критерием для установления сохранности первичного изотопного сигнала ПЖЛ при локальном термокарсте и его преобразования при вторичном образовании льда.

5. Пластовые льды севера Западной Сибири в период MIS-3/MIS-2, как правило, формировались сингенетически в условиях обводнения территории. Затрудненный дренаж являлся следствием гидроподпора высоким уровнем Карского моря, действие которого закончилось к концу MIS-2 вследствие регрессии моря. Последующая голоценовая трансгрессия достигла современного уровня моря, при котором пластовые льды формируются в пределах первых морских террас и лайд. На голоценовом этапе развития территории бугры пучения локализуют динамику верхнего горизонта грунтовых вод.

Фактическая основа работы и личный вклад

В основе настоящего исследования лежат данные полевых наблюдений, лабораторных определений и камеральной обработки, полученные автором в ходе экспедиционных работ на севере Западной Сибири в период с 2000 по 2025 гг.

Основной фактический материал – это образцы подземных льдов, отобранные для изотопного анализа на ключевых участках (рис. 1). Для каждого образца определён изотопный состав водорода и кислорода ($\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$), а также, при наличии достаточного объёма материала, химический состав водорастворимых солей и радиоуглеродное датирование методом AMS (по включениям микровключений органики), что позволило установить возрастные рамки формирования пластовых льдов и бугров пучения.

В настоящей работе метод изотопной индикации (по значениям $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда и их соотношению) применён к трём типам подземных льдов: пластовым льдам, ледяным ядрам бугров пучения и вторичному льду в повторно-жильных комплексах. Несмотря на то, что в названии работы отражены только пластовые льды и бугры пучения, повторно-жильные льды также рассматриваются в качестве объекта изотопной диагностики. Это обусловлено возможностью изотопного метода выступать в роли прямого инструмента генетической интерпретации – разделения первичного сигнала ледяных жил и вторичного термокарстово-пещерного льда, который нередко маскирует или замещает исходный изотопный состав жильного льда.

Автором лично (или при непосредственном участии) выполнены изотопные определения во всех образцах подземных льдов, послуживших основой для написания работы, а также лабораторные эксперименты по промораживанию глинистых суспензий (совместно с В.В. Роговым). Полевые работы по отбору образцов пластовых льдов и вмещающих отложений выполнены автором в составе научных коллективов (совместно с Ю.К. Васильчуком, А.В. Хомутовым). Постановка цели и задач исследования, обобщение и интерпретация полученных данных, разработка защищаемых положений и написание всех разделов диссертации выполнены автором самостоятельно.

Апробация

Основные результаты диссертационной работы были представлены и обсуждены на международных и всероссийских научных конференциях и симпозиумах, в том числе: на Международной конференции по мерзлотоведению (ICOP) в г. Потсдам (Германия, 2016) и в г. Салехард (Россия, 2012); на Международном симпозиуме по криогенному инжинирингу и окружающей среде в Северо-Восточной Азии в г. Харбин (Китай, 2026); на Генеральной ассамблее Европейского союза геонаук (EGU) в г. Вена (Австрия, 2017); на Региональной конференции Международного географического союза (IGU) в г. Москва (Россия, 2015); на конференциях Международной программы PAGES в г. Шанхай (Китай, 2025); на Седьмой (2026), Шестой (2022) и Пятой (2016) конференциях геокриологов России в г. Москва; на Всероссийской Пущинской конференции по мерзлотоведению с международным участием «Проблемы криосферы Земли» (Пущино, 2025); на Второй Всероссийской научной конференции «Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы

датирования новейших отложений» (Москва, 2022); на научных конференциях «Морская биология, геология, океанология – междисциплинарные исследования на морских стационарах» (Москва, 2013) и др.



Рис. 1. Положение ключевых участков исследования

Структура работы

Работа состоит из введения, 5 глав, заключения. Полный объём диссертации составляет 374 страницы, включая 25 таблиц, 151 рисунок, 3 приложения. Список литературы содержит 412 наименований.

Благодарности

Выражаю искреннюю и глубокую благодарность своему научному консультанту профессору, д.г.-м.н. Ю.К. Васильчуку за всестороннюю помощь и поддержку в работе; глубоко признательна своим коллегам и друзьям к.г.н. Н.А.Буданцевой и д.г.н. А.К.Васильчук за помощь и совместные полевые и лабораторные исследования на протяжении

многих лет. Благодарю д.г.-м.н. В.В. Рогова за помощь в организации и проведении экспериментальных работ по промораживанию глинистых суспензий, а также за обсуждения криогенного строения мерзлых толщ; д.г.н. В.Н. Михаленко за помощь и поддержку; С.В. Герасимова за организацию бурения у г. Салехард и неоценимую помощь в полевых исследованиях; Л.П. Кузякина и Е.С. Николаеву за полевые материалы и образцы для изотопного анализа, которые составили важную часть фактической основы работы. Автор также выражает признательность к.г.н. М.А. Воробьеву за выполнение химического анализа проб подземных льдов и всем сотрудникам лаборатории палеоэкологических реконструкций Института географии РАН за содействие в лабораторных работах. Искренне благодарю А.В. Хомутова за помощь в осуществлении полевых работ на стационаре Васькиной дачи и участника полевой экспедиции на Ямал Е. Бабкина за бесценную помощь в сборе образцов. Благодарю чл.-корр. РАН Е.О. Дубинину, к.г.-м.н. А.С. Авдеенко и к.г.-м.н. С.А. Коссову за обсуждение изотопной проблематики и ценный методический масс-спектрометрический опыт во время моей работы в ИГЕМ. Благодарю к.г.н. Э.П. Зазовскую, Ю.А. Коноплянникову и весь коллектив лаборатории радиоуглеродного датирования ИГ РАН за содействие в работе. Также хочу поблагодарить чл.-корр. РАН О.Н. Соломину, академика Н.С. Касимова и академика И.В. Чернышева за поддержку, доброжелательную атмосферу и мотивацию.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Глава 1. Теоретические и методические основы изотопных исследования подземных льдов

Рассмотрена история развития изотопной геохимии, методика изотопного анализа (IRMS и лазерная спектроскопия), процедуры нормализации данных и межлабораторного сопоставления (WICO). Проанализированы условия изотопного фракционирования в открытой и закрытой системах при конжеляционном льдообразовании. Основным критерием отнесения к условиям закрытой системы является соответствие рэлеевскому исчерпанию (Souchez, Jouzel, 1984), описывающему равновесное изотопное фракционирование. Кинетические эффекты, в основном связанные с быстрым промерзанием, т.е. высокой скоростью роста ледяных кристаллов на фронте промерзания, приводят к понижению наклонов $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ и уменьшению общего диапазона вариаций значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда от первых порций к последним. Для условий равновесного рэлеевского

исчерпания в закрытой системе наклон линии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ зависит исключительно от изотопных характеристики начальной воды, из которой образуется лед (рис. 2).

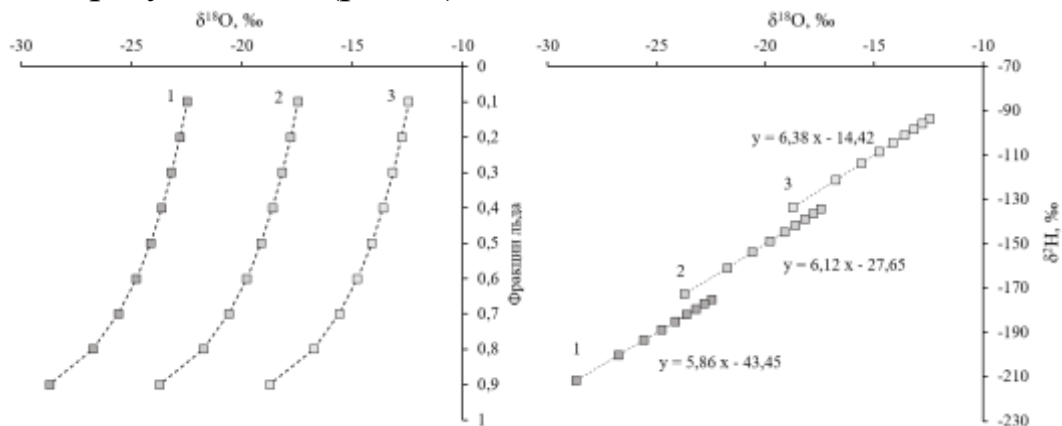


Рис. 2. Изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ (а) и $\delta^2\text{H}$ (б) льда, образующегося в закрытой системе с равновесными коэффициентами фракционирования (Lehman, Seigenthaler, 1991) из воды с разными изотопными характеристиками: 1 – $\delta^{18}\text{O} = -25$ и $\delta^2\text{H} = -190\text{‰}$; 2 – $\delta^{18}\text{O} = -20$ и $\delta^2\text{H} = -150\text{‰}$; 3 – $\delta^{18}\text{O} = -15$ и $\delta^2\text{H} = -110\text{‰}$. Фракции образованного льда обозначены от $f = 0,1$ (первая порция льда) до $f = 0,9$ (последняя порция льда)

В случае кинетических эффектов, наклоны в общем виде описываются согласно уравнению Бартон (Burton et al., 1953), в котором ведущая роль принадлежит произведению скорости льдообразования и толщины диффузионного слоя на поверхности фронта промерзания. Для того, чтобы подтвердить возможность формирования низких наклонов $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ льда, которые можно встретить в пластовых ледяных залежах, сегрегационном льду активного слоя или ядрах бугров пучения, была проведена серия экспериментов по промораживанию глинистых образцов 100% влажности с заданными температурами на верхней и нижней границе образца. Задачей экспериментов было воссоздать в эксперименте слоистые шлировые криотекстуры (рис. 3), которые не всегда удавалось получить, поскольку при большом градиенте температур в образце формировался лед-цемент, а при небольших градиентах – фронт промерзания останавливался и выраженных шлиров не образовывалось.

Результаты экспериментов показали, что при промерзании глинистых суспензий низкие наклоны (4,07–5,62) обусловлены помимо

скорости льдообразования возрастанием эффективной толщины пограничного диффузионного слоя в присутствии связанной воды на поверхности минеральных частиц. Кинетический эффект при промерзании каолина составил от 25–32% до 91–94% в зависимости от условий эксперимента, что подавляет равновесное изотопное фракционирование. При заданном высоком градиенте температуры минимальный наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} = 4,07$ был отмечен для тонкошлирового льда в каолине и связан с высокой скоростью льдообразования. При заданном невысоком температурном градиенте в эксперименте №20 (рис. 3) была сформирована 1-см линза чистого льда после чего фронт промерзания остановился. В данном случае величина наклона $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} = 5,4$ указывает на кинетические эффекты, которые, по нашему мнению, связаны не только со скоростью льдообразования, но и с утолщением диффузионного слоя.



Рис. 3. Примеры криотекстур экспериментальных образцов: а) толстая линза чистого льда в каолине при небольшом градиенте температуры и остановке фронта сразу за ней; б) шлировая параллельно-выпуклая криотекстура в каолине при принудительном продвижении фронта за счет пошагового снижения температуры; в) выраженная слоистая криотекстура в игарском суглинке

Связанная вода, удерживаемая на поверхности минеральных частиц, непосредственно не участвует в формировании льда; основным источником выступает капиллярная вода. При этом присутствие связанной воды обуславливает миграцию влаги к фронту промерзания, что приводит к утолщению диффузионного слоя и определяет кинетический режим изотопного фракционирования. На основе экспериментальных и литературных данных рассмотрены

основные закономерности распределения значений $\delta^{18}\text{O}$ льда по глубине в зависимости от условий и скоростей промерзания (рис. 4).

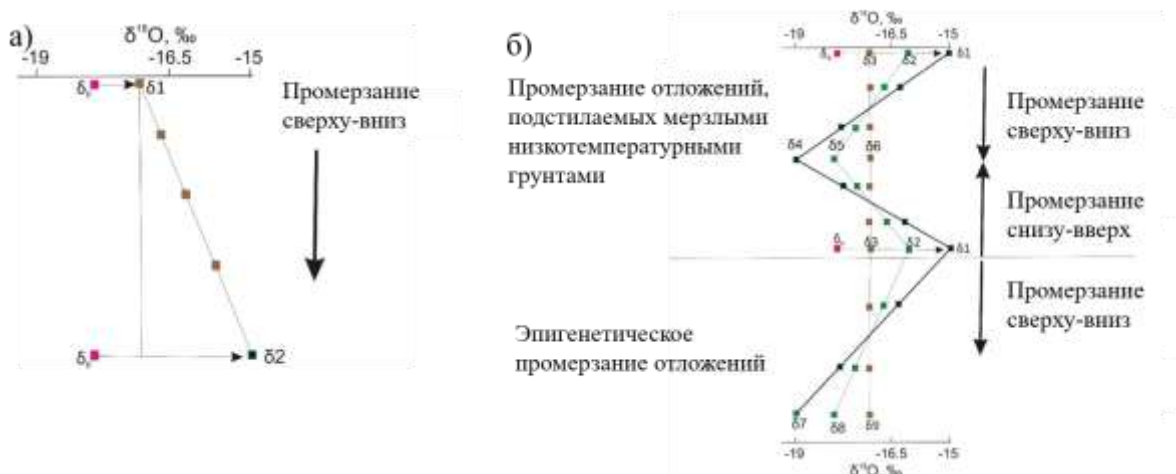


Рис. 4. Схема формирования значений $\delta^{18}\text{O}$ льда из воды с составом δ_0 при эпигенетическом промерзании сверху в открытой системе (а) со скоростями промерзания от быстрых вверху (δ_1) к медленным внизу (δ_2); и в закрытой системе (б) при разных скоростях промерзания: δ_1 – δ_4 и δ_1 – δ_7 при низких; δ_2 – δ_5 и δ_2 – δ_8 при высоких скоростях; δ_3 – δ_6 – δ_9 при полностью кинетическом льдообразовании

Глава 2. Изотопная индикация условий формирования пластовых льдов

На основе комплекса изотопных, гидрохимических и криолитологических данных установлено, что все изученные пластовые ледяные залежи Ямала являются внутригрунтовыми образованиями; признаков погребённых ледниковых или морских льдов не обнаружено.

На центральном Ямале (стационар Васькины дачи) пластовые льды были изучены в стенках термоцирков ТЦ5 (в 2019 г.) и ТЦ5а-м-н (в 2025 г.), вложенных в отложения III морской террасы. В разные годы одна и та же залежь вскрывалась в разных термоцирках, что позволило изучить ее в новых обнажениях (рис. 5). Залежь пластового льда представлена высокольдистым суглинком с горизонтальной слоистостью, подчёркнутой ледяными шлирами (прослоями) толщиной до 1-2 см. вертикальная мощность залежи варьирует от 2 до 3 м в зависимости от вскрытия обнажения. Верхние перекрывающие отложения мощностью 0,9 – 2,0 м представлены супесчаными отложениями, с линзами суглинка и торфа. В обнажении секции 2 (см.

рис. 5) под супесчаной толщей залегает горизонт сильнольдистых слоистых суглинков и супесей серого цвета. Мощность горизонта варьирует от 0 м в центральной части, где он выклинивается из-за повышения кровли нижележащего горизонта (пластовый лёд) до 6-8 м в боковых частях, особенно в южной части. Горизонт содержит сингенетические повторно-жильные льды, которые пронизывают его на всю толщину.

На подошве пластового льда была описана линза белого льда, значения $\delta^{18}\text{O}$ которого и наклон линии регрессии указывают на инъекционную природу льда и условия равновесного замерзания воды в закрытой системе (рис. 6б)

Изотопные характеристики пластового льда, отобранного в 2025 г., соответствуют закрытой системе с рэлеевским истощением при промерзании озерного талика ($\delta^{18}\text{O}$ от $-19,9$ до -21‰ , наклон $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}=6,3$).



Рис. 5. ТЦ5а-м-н в 2025 г. – обзорное БПЛА фото М.М. Данько

Пластовый лёд, опробованный в 2019 г., характеризуется значениями $\delta^{18}\text{O}$ от $-19,9$ до $-23,1\text{‰}$ и наклоном $= 3,5$ (рис. 6), что указывает на кинетические эффекты при сегрегационном льдообразовании в суглинистых донных осадках.

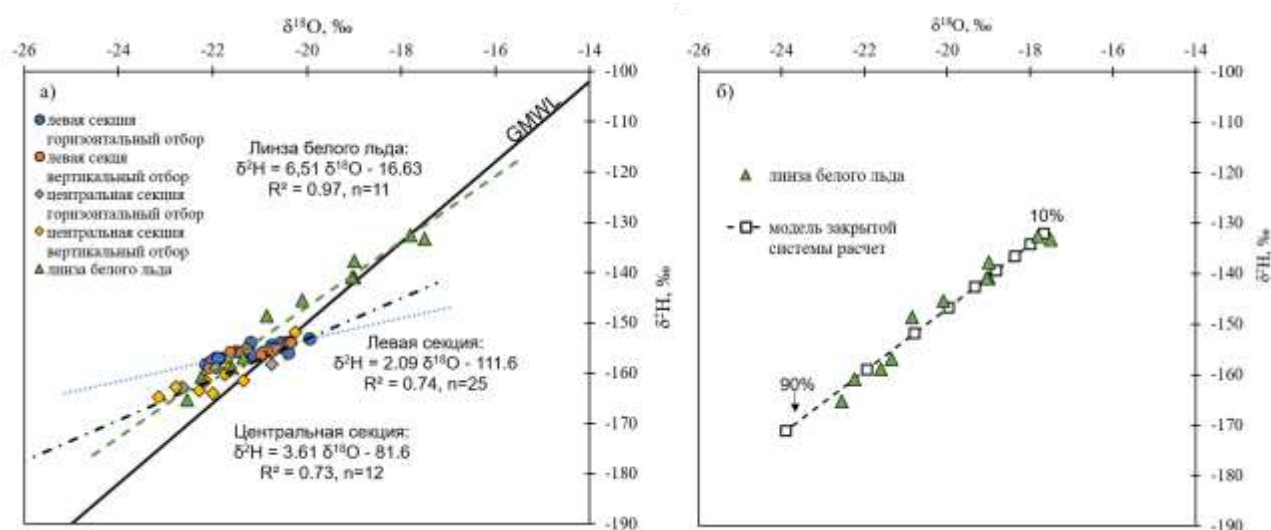


Рис. 6. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ пластового льда в термоцирке ТЦ5 (2019 г.) ключевого участка Васькиной дачи во всех секциях отбора (а) и для линзы белого льда в основании пластовой залежи относительно расчета льдообразования в закрытой системе с равновесными коэффициентами изотопного фракционирования (б)

Озерные условия формирования пластовой залежи подтверждается данными химического анализа минеральной фракции льда (концентрации основных оксидов определены методом XRF). Химический состав льда (высокое отношение Na/Ca до 57, наличие формиата) указывает на выщелачивание солей из подстилающих засоленных суглинков и анаэробную ферментацию органики в донных осадках. AMS-датирование по TOC показало возраст формирования пластового льда от 43–38 тыс. кал. л.н. до 35–31 тыс. кал. лет назад (рис. 7).

В 2019 г. в ТЦ4а (см. рис. 5) было описано обнажение, вскрывающее сочетание сингенетических ПЖЛ и вмещающих их льдистых суглинков (Чижова и др., 2021). Минеральная составляющая льдистых вмещающих жилы отложений представлена серым суглинком, в котором рассеяна мелкая органика, датирование которой методом AMS (TOC) показало возраст 13,6 тыс. калиброванных лет назад на уровне головы жилы. Датировка, полученная в 2025 г. по льдистым суглинкам, вмещающим ПЖЛ в секции 2 (см. рис. 5) показала возраст 21,6 тыс. кал. л.н. Вместе эти две даты подтверждают последовательное сингенетическое накопление залежи, а переход от ПЛ к ПЖЛ маркирует смену озерных условий полигональными обводненными ландшафтами.

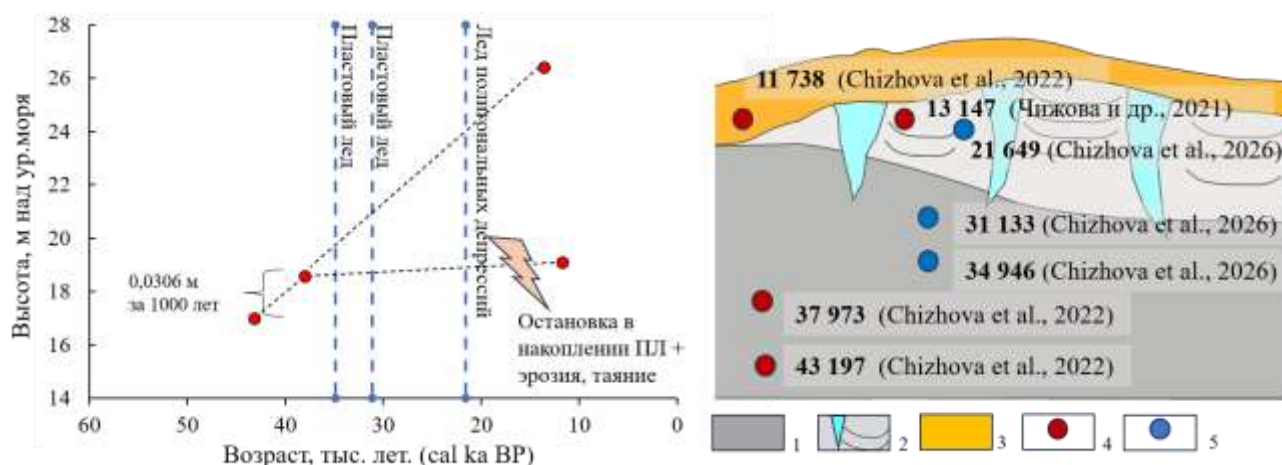


Рис. 7. Хронологическая схема образования подземного льда вблизи ТЦ-5а-н-м: 1 – пластовый лёд; 2 – ледяные жилы в пределах вмещающих льдистых отложений полигональных ванн; 3 – вышележащие песчаные суглинки; 4 – AMS ^{14}C -даты, полученные в ходе полевого сезона 2019 года (в ТЦ-5 и ТЦ-4); 5 – AMS ^{14}C -даты, полученные в ходе полевого сезона 2025 года (в ТЦ-5а-м-н)

На Бованенковском месторождении пластовые льды залегают на глубинах до 32 м, достигая мощности 28,5 м и площади более 10 км². Линзы пластовых льдов, залегающие на разных глубинах (Дубиков, 2002; Васильчук, 2010), были описаны как по данным бурения, так и в обнажениях. Пластовые льды в буровых профилях наиболее часто прослеживаются под останцами третьей и второй террас (с абсолютными отметками от 15-20 до 40 м), а также в пределах аллювиальной и озерно-аллювиальной поймы (Васильчук и др., 2009, Геокриологические условия...1996, Дубиков, 2002, Крицук и др., 1986, Пармузин, Суходольский, 1982, Соломатин и др., 1993). Изотопный состав льда ($\delta^{18}\text{O}$ от $-16,9$ до $-18,9\text{‰}$ для скв. Р-34; от $-22,7$ до $-12,5\text{‰}$ для пласта 4) и наклон линии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} \approx 7,5$ (рис. 8) указывают на формирование в условиях открытой системы при промерзании обводнённых песчаных горизонтов. Перекрывающие суглинки датированы 25–20 тыс. кал. л.н. (MIS-2).

В долине р. Мордыха пластовая залежь мощностью более 4 м с нормальной горизонтальной слоистостью по латерали переходит в вертикально-слоистый лёд и пересекается 4–5-метровыми сингенетическими ПЖЛ. Изотопный состав льда ($\delta^{18}\text{O}$ от -21 до $-23,2\text{‰}$, наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}=4,39$) указывает на закрытую систему с кинетическими эффектами при промерзании озерных отложений.

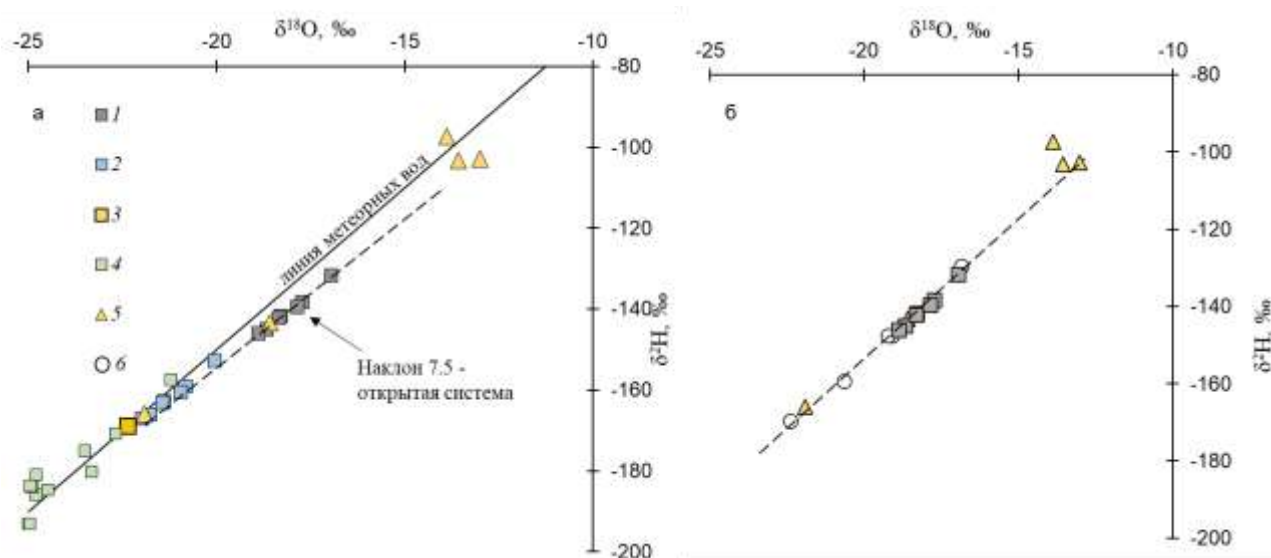


Рис. 8. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в пластовом льду Бованенково, скв. Р-34 (а) и пласта 4 (б): 1 – пластовый лед из скважины Р-34; 2 – вода-источник льда; 3 – вода криопэга; 4 – ПЖЛ Васькины дачи (из Чиждова и др., 2021); 5 – озерная вода; 6 – лед пласта 4. Прерывистой линией показан линейный тренд $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$, общий для всех образцов

Палинологические данные подтверждают озерно-болотный ландшафт (А.Васильчук и др., 2016). Парагенез с ПЖЛ аналогичен разрезу ТЦ5а-м-н на Васькиных дачах, что свидетельствует о едином механизме формирования - сингенетическом промерзании озерных котловин на III террасе в MIS-3.

В долине р. Еркутаяха вскрыта дислоцированная пластовая залежь с центральным вертикально-слоистым штоком и горизонтально-слоистыми периферийными частями. Изотопный состав льда ($\delta^{18}\text{O}$ от $-19,2$ до $-23,4\text{‰}$, наклон $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}=4,74$) свидетельствует о закрытой системе с кинетическими эффектами. Строение залежи (шток + периферия) и характер деформаций указывают на неравномерное промерзание талика с формированием инъекционных структур. Сложное строение залежи свидетельствует о неравномерном промерзания озерных и речных таликов.

На побережье у пос. Сабетта (северо-восток Ямала) пластовые льды приурочены к голоценовым отложениям первой лагунно-морской террасы и лайды. Строение разреза включает двух-четырёхъярусные залежи мощностью до 5,7 м, залегающие в песках (58% случаев) и суглинках. Значения $\delta^{18}\text{O}$ льда варьируют от $-10,6$ до $-26,5\text{‰}$ в разных скважинах, что указывает на разные источники воды: от атмосферных осадков до позднелейстоценовых вод (легкий состав в верхней

залежи скв.42, $\delta^{18}\text{O}$ до $-26,5\text{‰}$). Радиоуглеродное AMS датирование коричневого неслоистого льда (5932 ± 39 ^{14}C л.н.) подтверждает голоценовый возраст. Химический состав (хлоридно-натриевый, минерализация от 10,9 до 229,3 мг/л) и соотношение ионов указывают на внутригрунтовое происхождение коричневого неслоистого льда. Узкий диапазон $\delta^{18}\text{O}$ в отдельных слоях ($0,4\text{--}1,4\text{‰}$) свидетельствует о конжеляционном льдообразовании в открытой системе, а легкий состав верхней залежи может указывать на переотложение позднеплейстоценового изотопного сигнала – протаивание льда в ходе голоценового потепления и повторное замерзание изотопно-легких вод в локальных понижениях.

Рассмотрение опубликованных изотопных данных по разрезу у ст. Марре-Сале (Стрелецкая и др., 2013; Слагода и др., 2012; Облогов, 2016) позволило уточнить условия образования пластового льда. На западном побережье Ямала у ст. Марре-Сале выделяются два типа пластовых льдов. Верхний ярус (ПЛ1) залегает в континентальных песках на высотах 10–15 м, имеет легкий изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ от $-24,1$ до $-14,3\text{‰}$, наклон $\delta^2\text{H}\text{--}\delta^{18}\text{O}=7,8$) и формировался в открытой системе при промерзании водонасыщенных песчаных горизонтов. Нижний ярус (ПЛ2) приурочен к засоленным морским глинам на высотах 0–10 м, характеризуется высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ от $-17,7$ до $-8,8\text{‰}$ и наклоном $\delta^2\text{H}\text{--}\delta^{18}\text{O}=7,55$, формировался с участием опресненных морских вод, что подтверждается трендом смещения на $\delta^2\text{H}\text{--}\delta^{18}\text{O}$ диаграмме между водами Баренцева моря (Дубинина и др., 2017) и атмосферными осадками ($\delta^{18}\text{O} = -21\text{...}-23\text{‰}$). Морские соли при льдообразовании отжимались в криопэги, что объясняет пресный состав льда при участии морской воды. Парагенез ПЛ1 с ПЖЛ и инъекционными штоками (Слагода и др., 2012) демонстрирует смену обстановок от открытой системы (песчаные горизонты) к закрытой (озерные талики) в пределах одного разреза.

На побережье у пос. Харасавэй пластовые льды приурочены ко II морской террасе (абс. высота 11–12 м). Значения $\delta^{18}\text{O}$ льда варьируют от $-26,3$ до $-18,6\text{‰}$, наклон $\delta^2\text{H}\text{--}\delta^{18}\text{O} = 7,4$ ($R^2=0,99$), что указывает на открытую систему. Пролонгация линейного тренда в область высоких значений пересекает точку неопресненных вод Баренцева моря, что интерпретируется как линия смещения морских и пресных вод. На этой же линии смещения находится точка опресненных вод Карского моря (Дубинина и др., 2017). Расчет баланса показывает, что начальная вода для самых ранних линз льда (значение $\delta^{18}\text{O} = -13,85\text{‰}$)

формировалась при смешении 50% опресненной морской воды ($\delta^{18}\text{O} = -7,8\text{‰}$) и 50% атмосферной (значение $\delta^{18}\text{O} = -26\text{‰}$). Химический состав (хлоридно-натриевый, минерализация 10–90 мг/л) подтверждает участие морских вод. Приуроченность пластовых льдов как к позднеплейстоценовой II террасе, так и к голоценовой I террасе ($\delta^{18}\text{O} = -10,6\text{‰}$) исключает их ледниковое происхождение и свидетельствует о формировании в условиях лайды с постепенным опреснением водоемов.

На западном (Уральском) берегу Байдарацкой губы (устье р. Оюяха) изучена двухъярусная залежь пластового льда в отложениях III террасы (абс. высота 27 м). Верхний пласт (глубины 5–14 м) и нижний пласт (глубины 18–19 м) характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O}$ от $-22,0$ до $-15,9\text{‰}$ (рис. 9), наклоном $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}=7,8$ (рис. 10). AMS-датирование по ТОС показало возраст льда 29,9–28,6 тыс. кал. л.н. (конец МИС-3 – начало МИС-2).

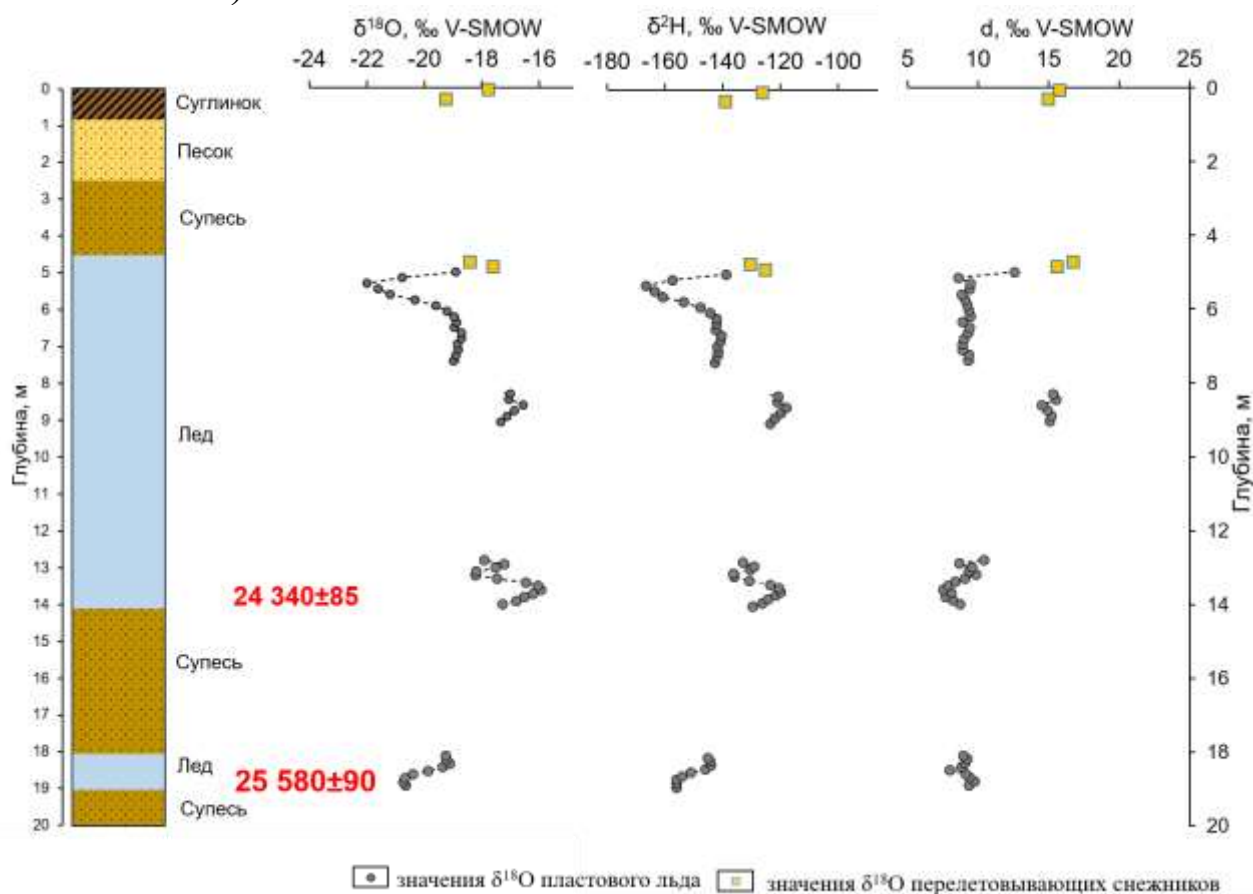


Рис. 9. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по глубине в пластовой ледяной залежи на Уральском берегу Байдарацкой губы

Химический состав демонстрирует систематические изменения с глубиной: в нижней части разреза ($\text{Cl}/\text{Br} = 160\text{--}170$, SO_4^{2-} до 87 мг/л)

доминирует растворение галита; в средней ($\text{Cl/Br} = 210\text{--}260$) - смешение морского и пресного компонентов; в верхней ($\text{Cl/Br} = 280\text{--}500$, nssSO_4 до 90%) - окисление сульфидов в проточных условиях. Присутствие ацетата, формиата и NH_4^+ в средней части может указывать на анаэробную сульфатредукцию в условиях застойных старичных озер. Периодический прорыв озер приводил к поступлению этих вод в обводненный приповерхностный горизонт, служивший основным источником для формирования льда.

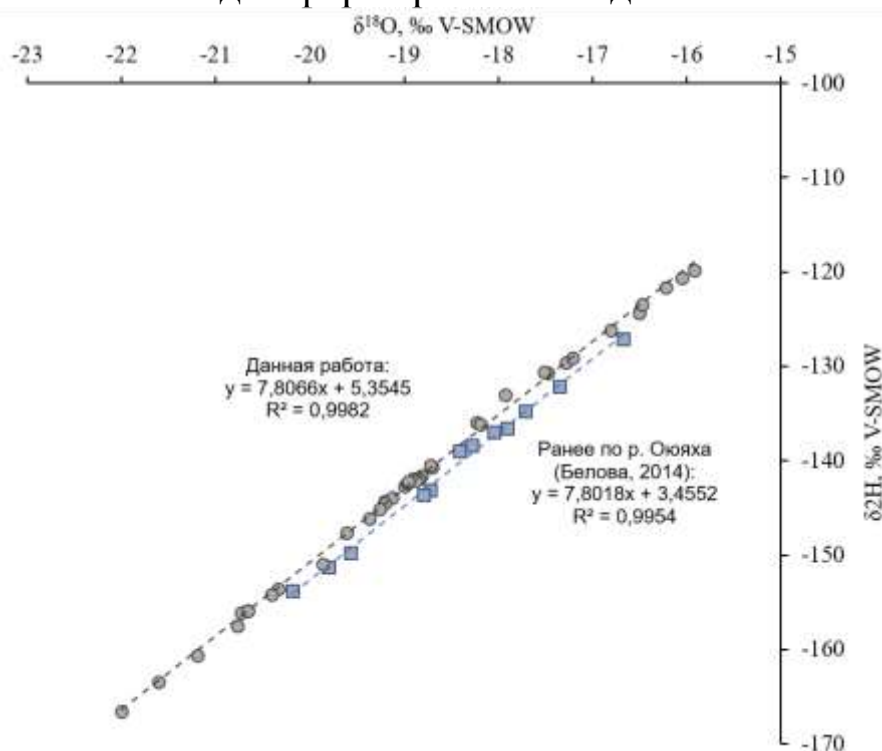


Рис. 10. Соотношение $\delta^2\text{H}\text{--}\delta^{18}\text{O}$ для образцов пластового льда на побережье Байдарацкой губы. Для сравнения приведены данные по пластовому льду ближайшего разреза, полученные Н.Г.Беловой (2014)

Выявленные изменения в отношениях Na/Ca и Mg/Ca отражают разное влияние катионного обмена в глинистых средах (закрытые старицы) и силикатного выветривания (речной сток). Литологическое геохимическое исследование отложений, залегающих над пластовым льдом, подтвердило чередование условий речного и озерного осадконакопления (Кузякин и др., 2024). В целом, это отражает динамику гидрографической сети мерзлых ландшафтов Ямала.

Таким образом, использование изотопных параметров пластовых льдов позволило выявить три типа условий формирования пластовых льдов: закрытая гидродинамическая система с рэлеевским истощением (наклон $\delta^2\text{H}\text{--}\delta^{18}\text{O}$ ниже 6,5) при промерзании озёрных

таликов (Васькины дачи, Мордыяха, Еркутаяха); открытая гидродинамическая система с открытой изотопной системой (наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ от 7,4 до 7,8) при промерзание водонасыщенных песчаных горизонтов (Бованенково, верхняя залежь Марре-Сале, Харасавэй, Оюяха); и открытая система с участием смешения источников (нижний ярус Марре-Сале, часть разреза Харасавэй) с морским компонентом.

Глава 3. Изотопная индикация условий формирования инъекционных и миграционных бугров пучения

Глава 3 посвящена изотопной индикации условий формирования инъекционных и миграционных бугров пучения. На основе изотопных характеристик ледяных ядер бугров пучения Западной Сибири установлены основные черты гидрогеологического режима, характера промерзания и источников питания бугров.

На ключевом участке пинго Песцовое (Тазовский полуостров) изучено ледяное ядро мощностью 14,3 м, вскрытое бурением. Значения $\delta^{18}\text{O}$ льда варьируют от $-11,6$ до $-15,8\text{‰}$ и их распределение по глубине (рис. 11) и величина наклона $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} = 5,75$ (рис. 12) свидетельствуют о формировании ядра в закрытой системе с рэлеевским исчерпанием.

Лед секции 1 формировался сначала при быстром продвижении фронта промерзания, что выразилось в увеличении значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ с глубиной. Лед секции 2 формировался при продолжающемся промерзании сверху-вниз в условиях закрытой системы, что выразилось в последовательном уменьшении значений с глубиной, связанном с рэлеевским исчерпанием. Обратный тренд в секции 3 указывает на промерзание снизу-вверх.

Радиоуглеродное датирование перекрывающего торфа показало, что пучение происходило в два этапа: начальный - около 5400 лет назад по периферии бугра, и второй - около 2500 лет назад в центральной части. Скорость подъема поверхности составляла 2–3 см/год. Изотопный состав исходной воды ($\delta^{18}\text{O}$ от $-14,3$ до $-13,5\text{‰}$) соответствует смеси среднегодовых и летних атмосферных осадков, что указывает на озерное происхождение воды. На основе изотопных данных реконструирована последовательность формирования ядра: промерзание сверху в закрытой системе - инъекция воды под давлением - промерзание снизу на заключительной стадии.

На юге Гыданского полуострова исследованное ледяное ядро пинго Мессояха-1 мощностью 6,5 м характеризуется значениями $\delta^{18}\text{O}$

от $-14,98$ до $-16,6\text{‰}$ с незначительными вариациями по глубине, что указывает на быстрый рост бугра в условиях полуоткрытой системы.

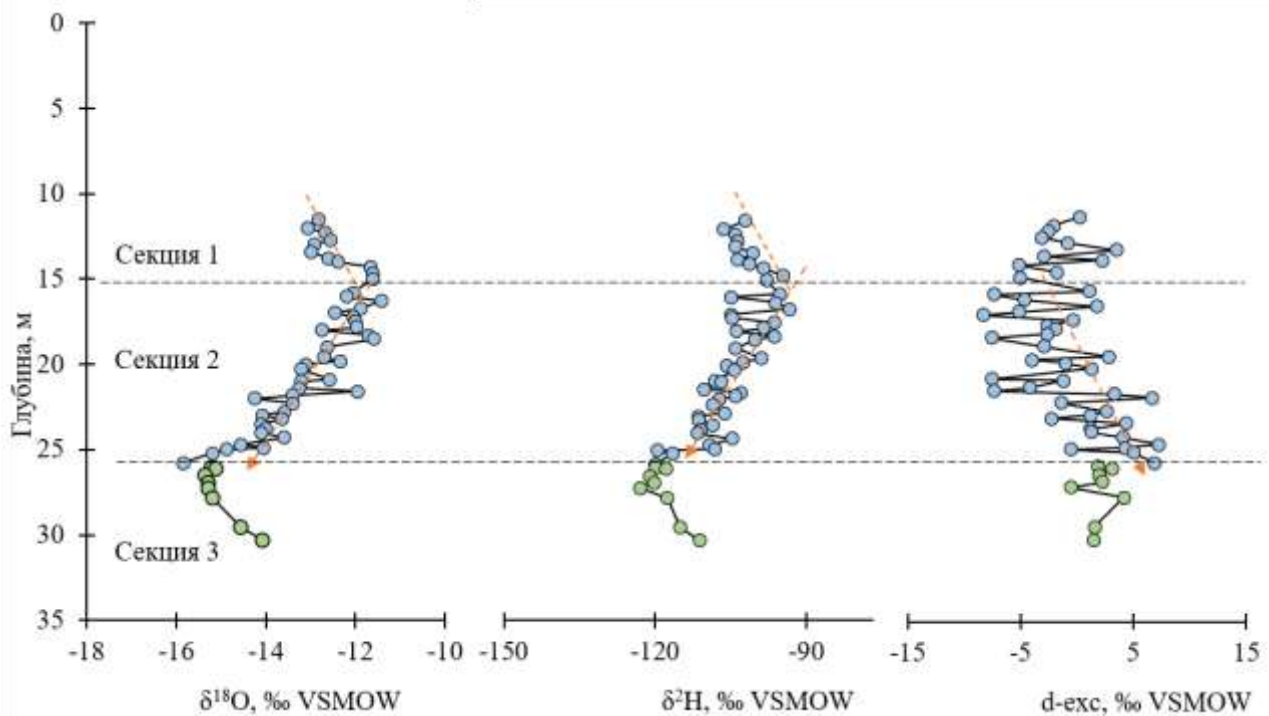


Рис. 11. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exs} по глубине в ледяном ядре пинго Песцовое

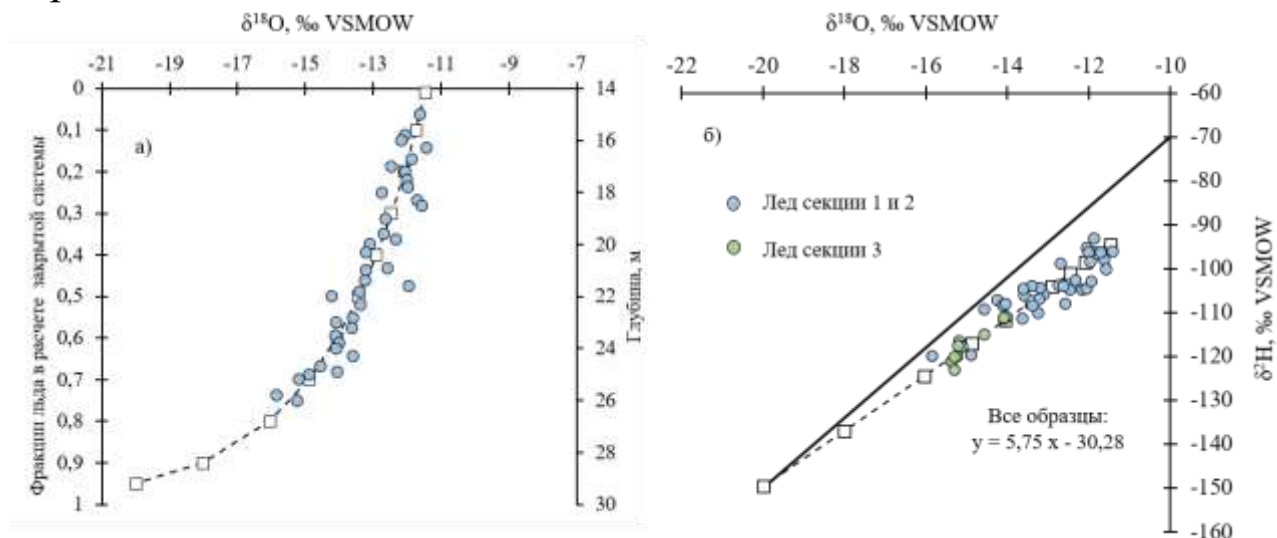


Рис. 12. Расчет изменения значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в рэлеевском процессе закрытой системы с равновесными коэфф. изотопного фракционирования и положение образцов ледяного ядра пинго Песцовое относительно этого расчета: расчет по уравнению (1) с начальными характеристиками воды $\delta^{18}\text{O} = -14,3$ и $\delta^2\text{H} = -113\text{‰}$

Нижняя часть ядра демонстрирует слабое уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ с глубиной при одновременном увеличении d_{exs} , что свидетельствует о промерзании в закрытой системе на заключительной стадии.

Химический состав льда (хлоридно-кальциевый, $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-} = 2-3$) указывает на озерное происхождение воды. На основе изотопных и структурных данных предложен смешанный генезис бугра: первоначально он развивался как типичный палъза с сегрегационным льдом, затем был затоплен, а при повторном промерзании протаявшей зоны сформировалась линза льда; резкие падения температуры в зимние сезоны привели к образованию вакуумных полостей, заполнявшихся водой из соседнего озера, что сформировало мощное инъекционное ядро. Вакуумный механизм объясняет, каким образом вода поступала в ядро без нарушения подстилающих мёрзлых пород.

Для ледяного ядра бугра у г. Салехард впервые задокументирован сценарий однонаправленного перехода от закрытой системы к открытой региональной. В районе г. Салехард ММП имеют сплошное и прерывистое распространение. Прерывистость обусловлена наличием таликовых зон сквозного и несквозного характера, которые приурочены к руслам рек (Грязнов и др., 2014). Исследованный бугор находится в 5,5 км к северо-востоку от г. Салехард на отметках около 85 м над ур. моря в нижнем течении р. Обь в долине ее небольшого правого притока р. Вась-Юган. Ледяное ядро мощностью 11 м по изотопным характеристикам разделено на три зоны (рис. 13, 14):

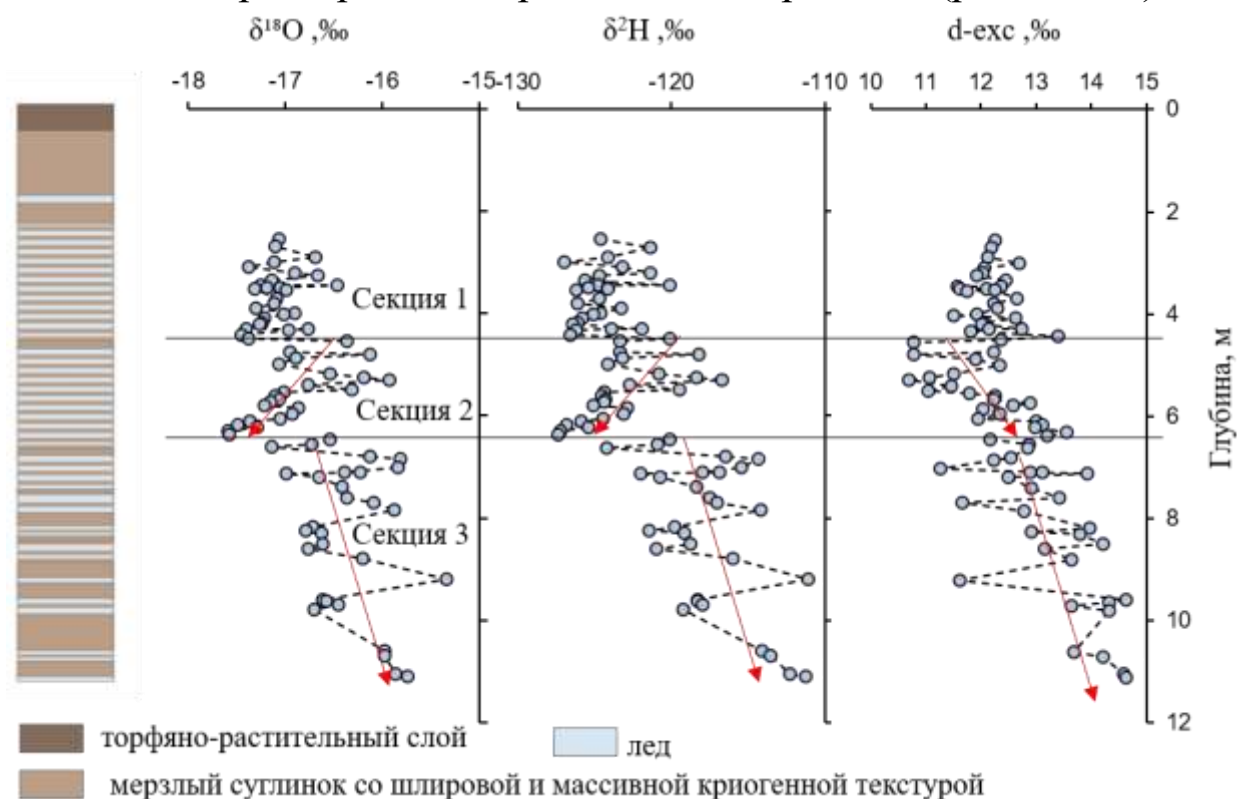


Рис. 13. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и дейтериевого эксцесса по глубине в ледяном ядре бугра пучения близ г. Салехард

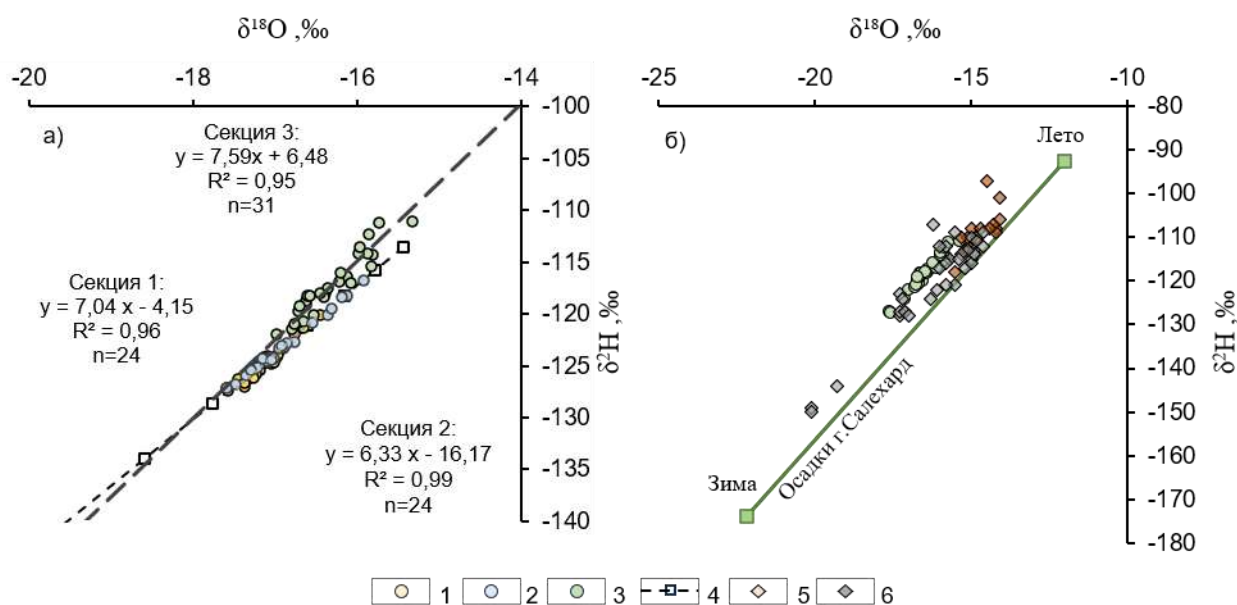


Рис. 14. Соотношение $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ для всех образцов ледяного ядра (а) и отдельно образцов зоны 3 в сравнении с речными водами (б): 1 – лед секции 1 ледяного ядра; 2 – лед секции 2; 3 – лед секции 3; 4 – расчет закрытой системы по уравнению (1); 5 – вода р. Обь в зимнюю межень; 6 – вода р. Обь в половодье (по данным Arctic-GRO). Атмосферные осадки г. Салехарда по данным GNIP

Лед секции 1 на гл. 1,75–4,2 м соответствует закрытой системе с неравновесным изотопным фракционированием (наклон 7,0); лед секции 2 на гл. 4,2–6,38 м характеризуется наклоном $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ =6,3, что соответствует закрытой системе с равновесным изотопным фракционированием; лед секции 3 на гл. 6,38–11,1 м характеризуется наклоном $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ =7,6, что указывает на условия открытой системы.

Это первый задокументированный случай, когда прорыв замкнутого талика и его соединение с обширной системой грунтовых вод не привели к деградации бугра, а, напротив, обеспечили продолжение его роста за счёт поступления вод к фронту промерзания. Изотопный состав льда секции 3 ($\delta^{18}\text{O}$ от $-16,0$ до $-17,5\text{‰}$) соответствует речным водам Оби в зимнюю межень, что указывает на гидравлическую связь с русловым таликом.

Вблизи г. Лабытнанги изучено ледяное ядро инъекционного бугра высотой 70 см в полигональном торфянике. Значения $\delta^{18}\text{O}$ льда варьируют от $-12,5$ до $-18,8\text{‰}$, при этом верхняя часть (гл. 0–1,9 м, наклон $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ =7,3) соответствует открытой системе с участием поверхностных вод, а нижняя (гл. 1,9–2,25 м, наклон $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ =6,7) – закрытой системе с рэлеевским истощением. Это указывает на то, что на первых стадиях бугор формировался как классический пальза, а

изменение условий таликовой зоны привело к обособлению линзы верховодки, из которой сформировалось инъекционное тело.

Для миграционных бугров (пальза) в долине р. Щучья и у пос. Елецкий установлены изотопные характеристики ледяного ядра сегрегационного типа. В долине р. Щучья изотопные характеристики льда ($\delta^{18}\text{O}$ от $-14,5$ до $-18,5\text{‰}$) их распределение по глубине и наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}=7,3$ указывают на условия открытой системы с постепенной сменой источника воды от поверхностных (летне-осенние осадки) к грунтовым водам верхнего горизонта ($\delta^{18}\text{O} \sim -19\ldots-21\text{‰}$). В районе пос. Елецкого выявлен широкий спектр гидрогеокриологических режимов в пределах одного генетического типа: от закрытых систем с рэлеевским фракционированием (верхние части ядер) до открытых систем с непрерывным притоком воды (глубокие части ядер). Изотопный состав исходной воды для всех изученных бугров соответствует смеси атмосферных осадков с преобладанием вод холодного сезона, тогда как современные озёрные и болотные воды значительно тяжелее. Это указывает на воды верхнего горизонта грунтовых вод (надмерзлотный горизонт) как на основной источник питания бугров.

Глава 4. Изотопная индикация образования вторичного льда в полигонально-жильных комплексах

В Глава 4 рассмотрено образование вторичного льда в полигонально-жильных комплексах. Повторно-жильные льды (ПЖЛ) являются одним из наиболее надёжных палеоклиматических архивов, однако иногда их изотопный сигнал может быть нарушен процессами локального термокарста, подтопления и образования термокарстово-пещерного льда (ТПЛ). В главе рассмотрены процессы, нарушающие первичную изотопную запись льда, и на основе детальных изотопных исследований голоценовых ПЖЛ Западной Сибири разработаны некоторые изотопные критерии диагностики первичного и вторичного льда в полигонально-жильных комплексах.

На ключевом участке вблизи г. Лабытнанги (южная граница распространения ПЖЛ) изучено обнажение полигонального торфяника с двумя пересекающимися жилами льда, вскрытыми в стенке термоэрозионного оврага. Изотопные характеристики жильного льда (значения $\delta^{18}\text{O}$ от -18 до $-19,3\text{‰}$, наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} = 7,7$) соответствует современным зимним температурам региона и голоценовому возрасту жил, что подтверждается близостью значений

$\delta^{18}\text{O}$ элементарной жилки в слое сезонного протаивания ($-17,6\text{‰}$). Термокарстово-пещерный лёд, обрамляющий жилы, характеризуется более высокими значениями $\delta^{18}\text{O} = -13,25\text{‰}$. Вода в основании обнажения имеет близкое значение $\delta^{18}\text{O} = -13,2\text{‰}$. Впервые показано, что ростки жил, традиционно считающиеся маркером современных зимних осадков, могут быть полностью выполнены вторичным конжеляционным льдом: элементарная жилка, проникающая в левую ПЖЛ, характеризуется значением $\delta^{18}\text{O} = -12,7\text{‰}$, что практически полностью совпадает с изотопным составом ТПЛ и текстурного льда плеча. Линия смещения на δ - δ диаграмме (наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}=7,4$) указывает на формирование вторичного льда из озерных вод, проникающих к ПЖЛ в условиях открытой системы. Это доказывает, что заполнение полостей и трещин вторичным конжеляционным льдом не обязательно связано с периодами максимального потепления, а может быть вызвано современными метеорологическими факторами - аномально тёплыми летними сезонами или подтоплением полигональных торфяников.

На побережье Байдарацкой губы изучены две голоценовые ПЖЛ в разных геоморфологических позициях: на лайде (точка 24YR-1, зона подтопления) и на поверхности I морской террасы (точка 24YR-2, высокая терраса). Радиоуглеродное датирование вмещающего торфа показало возраст 3085 ± 130 (лайда) и 2778 ± 140 кал. лет (терраса). Жила на лайде характеризуется аномально широким диапазоном значений $\delta^{18}\text{O}$ (от $-10,6$ до -21‰), низкими значениями дейтериевого эксцесса ($2,5-9,4\text{‰}$) и наличием чёткой линии смещения на δ - δ диаграмме (наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}=6,97$), что указывает на вторичное изменение льда при участии поверхностных вод. Напротив, жила на I террасе имеет узкий диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ (от $-16,5$ до $-17,9\text{‰}$), наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}=7,62$ и значения d_{exc} $8-13\text{‰}$, соответствующие первичному голоценовому ПЖЛ. Это доказывает, что сохранность первичного изотопного сигнала ПЖЛ определяется не столько абсолютной геоморфологической позицией, сколько локальной гидрологической обстановкой – доступностью поверхностных и грунтовых вод, способных инициировать термокарст. Ранее обследованные обнажения ПЖЛ на побережье Байдарацкой губы (Васильчук и др., 2023), имеющих наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} = 7,5$ и сниженные значения d_{exc} , также демонстрируют признаки вторичной переработки.

На основе обобщения полученных данных сформулированы критерии диагностики первичного и вторичного льда в полигонально-

жилых комплексах: (1) наклон линии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ (первичный лед – >7 , вторичный – <7); (2) величина дейтериевого эксцесса относительно локального эталона (снижение на 5–10‰ для вторичного льда); (3) диапазон вариаций значений $\delta^{18}\text{O}$ (первичный - 3–5‰, вторичный - до 10‰ и более); (4) кристаллическая структура (по Соломатину, 1986, 2013); (5) характер контакта с вмещающим грунтом (по Романовскому, 1977). Показано, что использование изотопного состава кислорода элементарных жилок для палеотемпературных реконструкций требует обязательной проверки на наличие вторичных процессов, поскольку даже визуально сохранные ростки жил могут содержать вторичный конжеляционный лёд.

Современное состояние полигональных торфяников вблизи южной границы распространения ПЖЛ характеризуется сосуществованием процессов роста жил (элементарные жилки в слое сезонного оттаивания) и их деградации (образование ТПЛ), что указывает на высокую динамику границы распространения ПЖЛ в современных климатических условиях.

Глава 5. Изотопная индикация условий формирования подземных льдов и палеогеографическая интерпретация

Глава 5 представляет синтез полученных данных. На основе сопоставления изотопных, геохронологических и криолитологических характеристик пластовых льдов и бугров пучения предложена региональная модель эволюции криолитозоны Западной Сибири в позднем плейстоцене, связанная с колебаниями уровня Карского моря.

В первой части главы проведён сравнительный анализ условий формирования пластовых льдов в Северной Америке и Западной Сибири. Показано, что пластовые льды Северной Америки (Канада, Аляска) в ряде случаев являются захороненными глетчерными льдами (Coulombe et al., 2024). Классическая модель Дж.Р. Маккая (MacKay, 1971) описывает эпигенетическое промерзание водонасыщенных песчаных толщ в условиях регрессии моря и отжатия поровой воды в закрытых системах, что тесно связано с динамикой ледниковых щитов. В отличие от этого, на севере Западной Сибири, в условиях отсутствия прямого влияния ледниковых покровов, формирование пластовых льдов происходило по сингенетическому сценарию - одновременно с накоплением озерно-аллювиальных осадков в условиях затруднённого дренажа и высокой обводнённости территории (рис. 15).

Сингенетическое промерзание континентальных флювиальных, озерных и склоновых отложений



Рис. 15. Основные механизмы и соответствующие им диагностические уравнения $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ для пластовых льдов Западной Сибири

Изотопные данные по пластовым льдам на двух берегах Байдарацкой губы (Марре-Сале, Оюяха) демонстрируют полное совпадение наклона линии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ (7,8), что указывает на единый механизм формирования льда, связанный с высоким уровнем Карского моря.

Главным механизмом, который мог вызвать столь масштабное затопление территории, что в открытой системе песчаных аллювиальных горизонтов формировались пластовые льды, был высокий уровень Карского моря, препятствовавший поверхностному стоку и разгрузке водоносных горизонтов (рис. 16).

Для Канадской Арктики основным фактором было «запирание» воды в песчаных горизонтах фронтом промерзания при регрессии моря, ее последующая интрузия и образование пластового льда инъекционного генезиса (закрытая система). Но на Ямале пластовые льды формировалась в открытой системе, для которой были характерны и сегрегация льда, и сезонный водообмен, что требует подпора. В работе (Nazarov et al., 2022) для севера Ямала и прилегающего шельфа Карского моря была предложена модель обширного ледниково-подпрудного озера, существовавшего в интервале 60–35 тыс. лет назад и перекрытого Карским ледниковым щитом. Однако наши данные позволяют предложить иной механизм:

5-м пачка серых косослоистых песков с прослоями супеси/суглинка и гравия, разделяющая «нижний» и «верхний» пластовый лед на побережье Байдарацкой губы у устья р.Оюяха, накопилась всего за 1,3 тыс. лет. Это указывает на интенсивный вынос материала поверхностными водами, что могло произойти при незначительном понижении уровня моря, а при его последующем повышении стал накапливаться «верхний» пластовый лед. Такие незначительные в пределах первых метров изменения уровня моря поддерживают гипотезу гидравлического подпора (см. рис. 16), но не согласуются с динамикой ледниково-подпрудного озера. Наша модель не требует привлечения гипотезы ледниковых щитов или ледниковых озер.

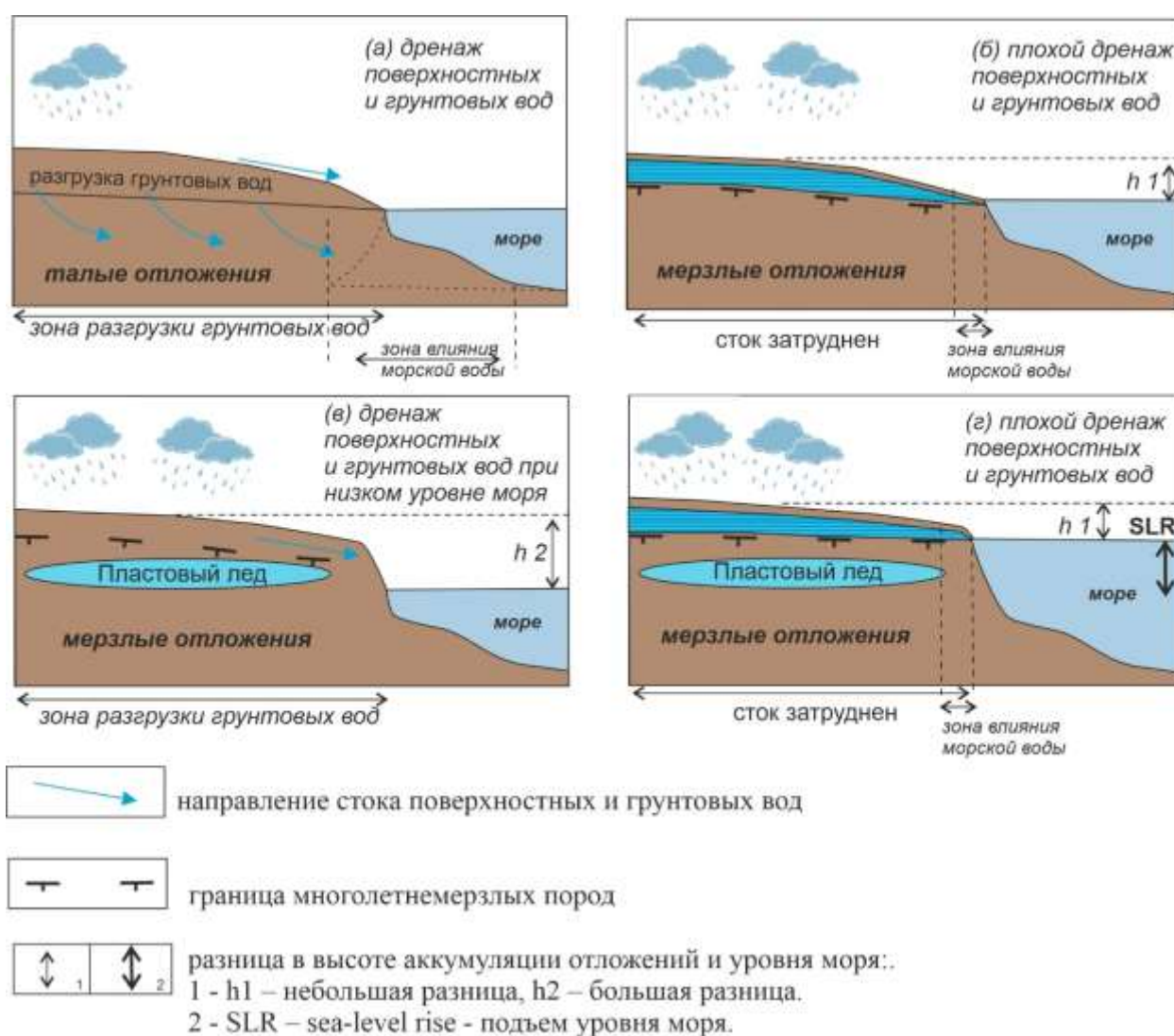


Рис. 16. Упрощенная схема связи условий обводнения территории с уровнем моря

Во второй части главы проведён сравнительный анализ механизмов и условий образования бугров пучения. На основе обобщения изотопных данных по ледяным ядрам бугров Западной

Сибири выделены три группы по источникам питания: воды замкнутых озерных таликов (Песцовое, ЕКТ-11/21) с испарительным утяжелением (значения $\delta^{18}\text{O}$ воды-источника от $-14,0$ до $-15,0\text{‰}$); поверхностные воды (Мессояха) с промежуточным изотопным составом ($-16,5\ldots-17,0\text{‰}$); грунтовые воды верхнего горизонта (бугор у г. Салехард секция 3, пинго у г. Лабытнанги, пальза в долине р. Щучья, ЕКТ-12/21) с лёгким составом (значения $\delta^{18}\text{O}$ воды-источника от $-18,0$ до $-22,6\text{‰}$). Опубликованные данные по буграм в долине р.Еркутаяха (Гутарева и др., 2024) позволили включить их в региональное рассмотрение (точки ЕКТ-11/21 и ЕКТ-12/21).

Особое значение имеет бугор у г. Салехард, где изотопная стратиграфия зафиксировала эволюцию гидрогеологической обстановки – от изолированного озёрного талика к соединению с региональной системой грунтовых вод, гидравлически связанных с р. Обь.

Сравнение с классическими примерами из Северной Америки (пинго-20, пинго Уэзер по Maskay, 1990; Yoshikawa et al., 2012), Монголии (пинго Монгот, Аршан по Yoshikawa et al., 2012; Ishikawa et al., 2016) и Шпицбергена (пинго Фили, Нори по Demidov et al., 2019; 2021) показывает, что в Западной Сибири в пределах одного бугра или даже в разных секциях одного ледяного ядра нередко фиксируется сочетание признаков как инъекционного, так и сегрегационного механизма, что указывает на смешанный тип питания и динамичную смену гидрогеокриологических условий в ходе роста бугра (рис. 17).

Это принципиальное отличие от других регионов, где бугры чаще генетически однородны и приурочены либо к зонам разгрузки напорных вод, либо к промерзающим озерным котловинам и торфяным плато с атмосферным питанием.

В третьей части главы рассмотрена хронология формирования типов подземного льда на севере Западной Сибири. Сопоставление полученных AMS-дат по пластовым льдам (43–31 тыс. кал. л.н. – Васькины дачи; 29,9–28,6 тыс. кал. л.н. – Оюяха) и по парагенетическим сочетаниям ПЛ и ПЖЛ, формировавшихся в обводненных полигональных ландшафтах с ~30 до 13 тыс. кал. л.н. позволяет реконструировать последовательную смену условий обводнения.

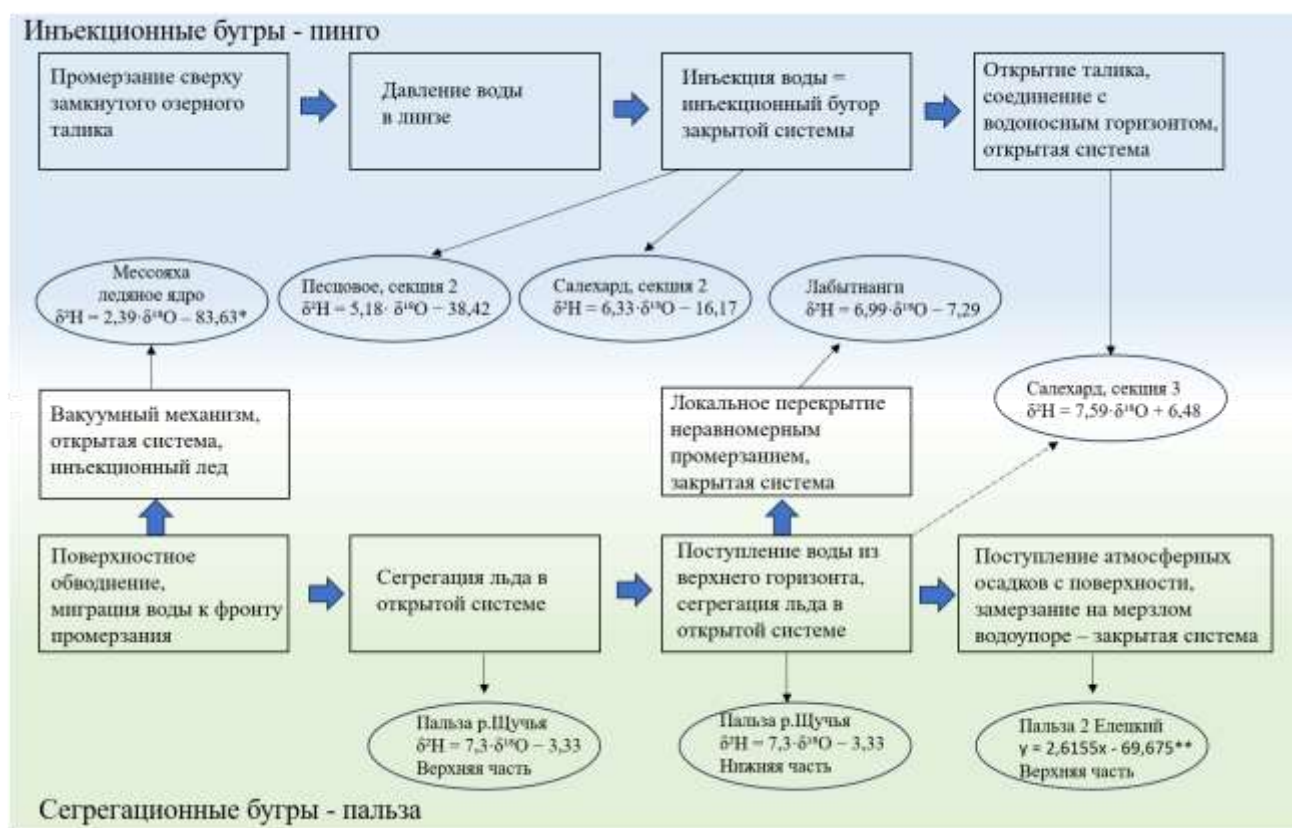


Рис. 17. Блок-схема отражения механизмов и условий образования бугров в изотопных характеристиках льда. * – низкий наклон на фоне плохо выраженной линейности и кучного распределения значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ ($R^2 = 0,32$), ** – низкий наклон на фоне плохо выраженной линейности и кучного распределения значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ ($R^2 = 0,3$)

Относительно высокий уровень Карского моря в MIS-3 подтверждается данными по о. Белый (Yurtaev et al., 2018; Baranskaya et al., 2018), где лагунные глины и суглинки с детритом залегают на высоте до 2–2,5 м над современным уровнем и имеют возраст 40–31 тыс. кал. л.н. Вопрос о хронологических рамках регрессии в MIS-2 упирается в широко принятое утверждение о падении уровня до –120 м (Астахов, 1976), однако этот факт до сих пор не обоснован региональными данными. Наши данные по смене типов подземного льда указывают на постепенное улучшение дренажа, что согласуется с моделью постепенной, непродолжительной и неглубокой регрессии, а не катастрофического падения уровня моря (рис. 18).

террас. Пластовые залежи в голоцене также формируются и при промерзании обводненных хасыреев по классической схеме закрытых систем с формированием инъекционных штоков (голоценовая часть разреза Марре-Сале, Опокина и др., 2015).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе на основе комплексного изотопно-геохимического анализа подземных льдов Западной Сибири (пластовых льдов, повторно-жильных льдов, ледяных ядер бугров пучения) решена задача изотопной индикации источников влаги, условий и механизмов их формирования в позднем плейстоцене и голоцене. Полученные результаты позволяют сформулировать следующие основные выводы, соответствующие поставленным задачам.

Выводы по задачам исследования

1. Обобщая теоретические и экспериментальные данные, можно говорить о том, что распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда по глубине в природных льдах и соотношение $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ свидетельствуют об условиях льдообразования: направлении промерзания, условий закрытой или открытой систем, изотопных характеристиках источника воды. Соответствие открытой или закрытой системе принципиально важно для понимания процессов накопления льда. Низкие величины наклонов $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ в закрытой системе (от 7 до 3) были отмечены для разных типов подземных льдов. Согласно теоретическим представлениям, главный фактор кинетики – увеличение скорости формирования льда. Экспериментально подтверждено, что при промерзании глинистых водонасыщенных грунтов низкие наклоны (4,07–5,62) обусловлены кинетическим фракционированием, связанным не только с увеличением локальной скорости на фронте промерзания, но и с возрастанием эффективной толщины диффузионного слоя в присутствии связанной воды на поверхности минеральных частиц.

2. Систематизация изотопных характеристик пластовых льдов, формировавшихся в пределах 2 и 3 морских террас в течение позднего плейстоцена позволила установить три типа условий формирования льда. Первый тип – это формирование пластового льда в закрытой системе при сингенетическом промерзании озерных таликов (Васькины дачи, Мордыха, Еркутаяха). Вмещающими лед

отложениями в большинстве случаев являются суглинки, наклоны $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ от 3,6 до 4,7 до свидетельствуют о кинетических эффектах, в случае линзы инъекционного льда в основании залежи ТЦ5 стационара Васькины дачи наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} = 6,5$ соответствует равновесному рэлеевскому процессу в закрытой системе. Второй тип – это формирование пластовых льдов в открытой системе при промерзании песчаных горизонтов с постоянным притоком воды (Бованенково, ПЛ1 Марре-Сале, Харасавэй, Оюяха). Частным случаем второго типа являются условия открытой системы с участием смешения источников, включая опреснённые морские воды, например, как было показано на примере нижнего пластового льда ПЛ2 у ст. Марре-Сале (наклон линии смешения с морской водой совпадает с наклоном $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} = 7,5$ для льдообразования в открытой системе). Для всех рассмотренных пластовых льдов Ямала (за исключением ПЛ 2 у Марре-Сале) установлено, что источником воды являлись пресные поверхностные воды с довольно низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ от -20 до -23‰ , что указывает на доминирующий вклад атмосферных осадков зимнего сезона.

3. Систематизация изотопных характеристик бугров пучения позволила показать, что наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ в ледяных ядрах является маркером не только условий закрытой/открытой системы, но и геокриолого-гидрологического режима. В условиях закрытой системы при промерзании замкнутых озерных котловин образуются ядра классических пинго (наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ от 7 до 5,2 в зависимости от участия кинетического фактора). Для миграционных бугров (пальза) выявлена вариативность: от условий полузакрытой до открытой системы с постепенной сменой источника вод ($\delta^2\text{H} = 7,3$ $\delta^{18}\text{O} = 3,3$). Особым случаем является тип изотопной записи по ледяному ядру бугра у Салехарда, где зафиксирована эволюция от условий закрытой системы классического пинго к открытой системе миграционного бугра пучения с источником воды, гидравлически связанным с водами р. Обь ($\delta^2\text{H} = 7,6$ $\delta^{18}\text{O} = 6,5$).

4. Исследования голоценовых ПЖЛ показали, что изотопные характеристики льда могут служить критерием идентификации первичного и вторичного льда. Традиционные геокриологические критерии – кристаллическая структура и характер контакта жилы с вмещающими отложениями – были дополнены тремя изотопными диагностическими признаками: наклоном линии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$, величиной

дейтериевого эксцесса и диапазоном вариаций $\delta^{18}\text{O}$. При этом наклон $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ служит индикатором не только условий открытой или закрытой системы (реализующихся при замерзании свободной воды в полостях и трещинах), но и процессов смешения вод разного происхождения (например, линейный тренд $\delta^2\text{H} = 6,97 \delta^{18}\text{O} - 8,76$ в жиле на лайде Байдарацкой губы является линией смешения для повторно-жильного льда и сегрегационного льда вмещающих отложений). Поэтому основой для использования изотопных характеристик является детальный отбор всех типов льда в разрезе. Если на ранних этапах развития изотопной геокриологии изотопный состав льда интерпретировался преимущественно как индикатор источника влаги, то на современном этапе он приобретает новую функцию – индикацию процессов, фиксируемых в статистически значимых трендах. Такая интерпретация требует детального и систематического опробования разрезов. Совершенствование аналитической техники и повышение доступности изотопных измерений создали возможности для реализации этого подхода.

5. Сравнение с пластовыми льдами Канады и Аляски выявило их принципиальное отличие: для североамериканских залежей характерно эпигенетическое промерзание осушенных озерных котловин и захоронение ледникового льда, тогда как на севере Западной Сибири доминирует сингенетическое накопление в условиях озерного и аллювиального осадконакопления. В зависимости от локальных гидрогеологических условий здесь формируются как льды открытой системы (Бованенково, Оюяха), так и закрытой (Васькины дачи, Мордыяха); при их пространственном сочетании возникают ледяные штоки и деформации (Еркутаяха, Марре-Сале). Основным фактором, обуславливавшим такие условия промерзания, по нашему мнению, являлась общая обводненность территории, которую мы связываем с механизмом гидравлического подпора уровнем Карского моря. На основе синтеза данных предложена модель развития криолитозоны, включающая четыре этапа:

- MIS-3 (43–31 тыс. кал. л.н.) – высокий уровень Карского моря, гидравлический подпор, накопление пластовых льдов в пределах 2-й и 3-й морских террас;
- начало – середина MIS-2 (31–21 тыс. кал. л.н.) – продолжение формирования ПЛ, переход к образованию синкриогенных ПЖЛ

- в обводненных полигональных ландшафтах, частичное улучшение дренажа, частичное снятие гидроподпора;
- конец MIS-2 – начало MIS-1 (20–13 тыс. кал. л.н.) – снятие гидравлического подпора, регрессия моря, переход к режиму осадконакопления в условиях хорошего дренажа;
 - MIS-1, голоценовый этап (после 13 тыс. кал. л.н.) - развитие бугров пучения и ПЖЛ в торфяниках, формирование пластовых льдов в пределах первых морских террас, лайд, обводненных хасыреев.

Голоценовый этап отличается значительной мозаичностью форм и условий образования пластовых льдов, несмотря на ограниченный объём имеющихся данных. Несомненно, этот этап требует дальнейшего детального изучения.

Таким образом, хронологическая смена типов подземного льда – от пластовых к жильным и затем к буграм пучения – является отражением эволюции режима обводнения территории, контролируемого колебаниями уровня Карского моря. Предложенная модель не требует привлечения гипотезы ледниковых щитов или ледникового подпруживания и объясняет комплекс изотопных, геохронологических и криолитологических данных по подземным льдам Западной Сибири в позднем плейстоцене.

В целом, выполненное исследование демонстрирует, что изотопные параметры подземных льдов являются надёжными индикаторами не только источников влаги и условий льдообразования, но и палеоэкологических обстановок в целом.

Список основных публикаций по теме диссертации

Статьи в журналах, индексируемых в международных базах WoS / Scopus

1. Vasil'chuk Yu.K., **Chizhova Ju.N.**, Vasil'chuk A.C., Alexeev S.V., Alexeeva L.P., Budantseva N.A., Vasil'chuk J.Yu., Svetlakov A.A. Age and dynamics of the lithalsa in the Sentsa River valley, Eastern Sayan, based on ¹⁴C dating and isotope-geochemical methods. Permafrost and Periglacial Processes, 2025, Vol. 36, No. 3, pp. 542–562. DOI (WoS, Scopus Q1)
2. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., **Chizhova Ju.N.**, Vasil'chuk J.Yu., Ginzburg A.P. Isotope-tracing for conceptual model

- formation during the Holocene of Eletskey palsa, Bolshezemelskaya tundra. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2024, Vol. 35, No. 4, pp. 523–543. DOI (WoS, Scopus Q1)
3. **Chizhova Ju.N.**, Babkin E.M., Zazovskaya E.P., Khomutov A.V. Features of late Pleistocene massive ice formation in the central Yamal Peninsula based on isotopic signature ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of ice. *Polar Science*, 2022, Vol. 33, 100848. DOI (WoS, Scopus Q2)
 4. Vasil'chuk Yu K., **Chizhova Ju N.**, N. A. Budantseva, A. N. Kurchatova, V. V. Rogov, and A. C. Vasil'chuk. Stable oxygen and hydrogen isotope compositions of the Messoyakha and Pestsovoe pingos as markers of ice core formation. *Permafrost and Periglacial Processes*, 32(4):558–571, 2021. (WoS, Scopus Q1)
 5. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., **Chizhova Ju.N.** Winter air temperature during the Holocene optimum in the north-eastern part of the East European Plain based on ice wedge stable isotope records. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2020, Vol. 31, No. 2, pp. 281–295. DOI (WoS, Scopus Q1)
 6. Vasil'chuk Yu.K., Lawson D.E., Yoshikawa K., Budantseva N.A., **Chizhova Ju.N.**, Podborny Ye.Ye., Vasil'chuk A.C. Stable isotopes in the closed-system Weather Pingo, Alaska and Pestsovoye Pingo, northwestern Siberia. *Cold Regions Science and Technology*, 2016, Vol. 128, pp. 13–21. DOI (WoS, Scopus Q1)
 7. Yu Vasil'chuk, N. Budantseva, A. Vasil'chuk, Ye Podborny, **Ju Chizhova**, and J. Vasil'chuk. Holocene multistage massive ice, Sabetayakha river mouth, Yamal peninsula, Northwest Siberia. *GeoResJ*, 9:54–66, 2016. (WoS, Scopus Q2)

Статьи в журналах из перечня ВАК

8. **Чижова Ю.Н.**, Васильчук Ю.К. Интерпретация изотопных данных по пластовым льдам Западной Сибири – ключ к пониманию условий их формирования. *Лёд и Снег*, 2026, Том 66, № 1, с. 155–171. DOI (ВАК, 1 категория; Scopus Q3)
9. **Chizhova Ju.N.**, Vasil'chuk Yu.K., Kuzyakin L.P. Holocene ice wedges on the western coast of Baydaratskaya Bay: isotopic ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) indication of local thermokarst processes. *Doklady Earth Sciences*, 2026, Vol. 527, No. 17. DOI (WoS, Scopus Q3)
10. **Chizhova Yu. N.**, Nikolaeva E. S. The First Evidence of Hydrogeological Transformation During the Formation of the Pingo

- Ice Core in the West Siberian Permafrost. Doklady Earth Sciences, 2026, Vol. 529:17 (WoS, Scopus Q3)
11. **Чиждва Ю.Н.**, Васильчук Ю.К., Кузякин Л.П. Голоценовые повторно-жильные льды на западном побережье Байдарацкой губы: изотопная индикация ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) процессов локального термокарста. Доклады Российской академии наук, 2026, Т.527, №1. С.29-39.
 12. **Чиждва Ю.Н.**, Николаева Е.С., Кузякин Л.П. Еще одно очевидное свидетельство внутригрунтового генезиса пластовых льдов Ямала. Арктика и Антарктика. 2026. № 2. С. 323-339 (ВАК, 2 категория; РИНЦ, RSCI, Белый список)
 13. **Чиждва Ю.Н.**, Кузякин Л.П., Васильчук Ю.К., Рогова З.М., Дунаев А.В. Изотопные характеристики ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) повторно-жильных льдов у южной границы их распространения вблизи города Лабытнанги. Лёд и Снег, 2025, Том 65, № 3, с. 518–532. DOI (ВАК, 1 категория; Scopus Q3)
 14. **Чиждва Ю.Н.**, Трофимова Е.В., Дубинина Е.О., Коссова С.А. Изотопные исследования льда пещер Аскинская и Киндерлинская (Южный Урал). Лёд и Снег, 2023, Том 63, № 1, с. 85–92. DOI (ВАК, 1 категория; Scopus Q3)
 15. **Чиждва 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. DOI (ВАК, 1 категория; Scopus Q3)
 16. Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Суркова Г.В., **Чиждва Ю.Н.** О надежности палеотемпературно-изотопных уравнений Васильчука и становлении изотопной палеогеокриологии. Арктика и Антарктика, 2021, № 2, с. 1–25. DOI (ВАК, 3 категория; РИНЦ)
 17. **Чиждва Ю.Н.**, Васильчук Ю.К. Изотопная индикация источника воды для образования ледо-минерального ядра торфяных миграционных бугров пучения. Лёд и Снег, 2020, Том 60, № 3, с. 395–408. DOI (ВАК, 1 категория; Scopus Q3)
 18. **Чиждва Ю.Н.**, Васильчук Ю.К. Проблемы изотопной индикации генезиса пластовых залежей Ямала. Часть 2. Харасавэй. Арктика и Антарктика, 2020, № 1, с. 35–55. DOI (ВАК, 3 категория; РИНЦ)
 19. **Чиждва Ю.Н.**, Васильчук Ю.К. Проблемы изотопной индикации генезиса пластовых залежей Ямала. Часть 1. Марре-

- Сале. Арктика и Антарктика, 2019, № 4, с. 34–51. DOI (ВАК, 3 категория; РИНЦ)
20. Васильчук Ю.К., Курчатова А.Н., Буданцева Н.А., Рогов В.В., **Чижова Ю.Н.** Распределение стабильных изотопов кислорода и водорода в ледяном ядре булгунняха на юге Гыданского полуострова. Доклады Академии наук, 2019, Том 488, № 3, с. 93–98. DOI (ВАК, 1 категория; WoS, Scopus Q3)
21. **Чижова Ю.Н.**, Васильчук Ю.К. Изотопная индикация условий образования ледяного ядра булгунняхов (пинго). Лёд и Снег, 2018, Том 58, № 4, с. 507–523. DOI (ВАК, 1 категория; Scopus Q3)
22. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук Дж.Ю., Васильчук А.К., Гаранкина Е.В., **Чижова Ю.Н.**, Шоркунов И.Г. Изотопно-геохимический состав пластовых ледяных залежей на междуречье рек Мордыяха и Сеяха (Мутная), Центральный Ямал. Арктика и Антарктика, 2018, № 1, с. 50–75. DOI (ВАК, 3 категория; РИНЦ)
23. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Маслаков А.А., **Чижова Ю.Н.** Изотопно-кислородный состав голоценовых подземных льдов Восточной Чукотки. Доклады Академии наук, 2018, Том 480, № 4, с. 766–773. DOI (ВАК, 1 категория; WoS, Scopus Q3)
24. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., **Чижова Ю.Н.** Быстрая деградация палыза у поселка Абезь, северо-восток Европейской части России. Арктика и Антарктика, 2017, № 3, с. 30–51. DOI (ВАК, 3 категория; РИНЦ)
25. **Чижова Ю.Н.**, Васильчук Ю.К. Дейтериевый эксцесс в снеге и ледниках Полярного Урала и пластовых льдах юга Ямала и побережья Байдарацкой губы. Арктика и Антарктика, 2017, № 2, с. 100–111. DOI (ВАК, 3 категория; РИНЦ)
26. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Рогов В.В., Подборный Е.Е., **Чижова Ю.Н.** Новые данные о вариациях стабильных изотопов в ледяном ядре булгунняха на юге Тазовского полуострова. Доклады Академии наук, 2017, Том 472, № 4, с. 1–5. DOI (ВАК, 1 категория; WoS, Scopus Q3)
27. Буданцева Н.А., **Чижова Ю.Н.**, Блудушкина Л.Б., Васильчук Ю.К. Стабильные изотопы кислорода, водорода и углерода и возраст палыза близ поселка Елецкий, северо-восток

- Большеземельской тундры. Арктика и Антарктика, 2017, № 4, с. 38–56. DOI (BAK, 3 категория; РИНЦ)
28. Васильчук Ю.К., Подборный Е.Е., Буданцева Н.А., Васильчук А.Ц., Суллина А.Н., **Чижова Ю.Н.** Вариации $\delta^{18}\text{O}$ и δD в голоценовых пластовых льдах в устье реки Сабетта-Яха, Северный Ямал. Доклады Академии наук, 2016, Том 470, № 5, с. 585–591. DOI (BAK, 1 категория; WoS, Scopus Q3)
29. Васильчук Ю.К., Алексеев С.В., Аржанников С.Г., Алексеева Л.П., Аржанникова А.В., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., **Чижова Ю.Н.** Изотопный состав инъекционно-сегрегационной ледогрунтовой залежи в долине реки Сенца, Восточный Саян. Доклады Академии наук, 2016, Том 471, № 6, с. 697–702. DOI (BAK, 1 категория; WoS, Scopus Q3)
30. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., **Чижова Ю.Н.** Минерализация повторно-жильных льдов как индикатор смены ландшафтов. Вестник Московского университета. Серия 5: География, 2016, № 6, с. 96–103. (BAK, 1 категория; Scopus Q3)
31. Буданцева Н.А., **Чижова Ю.Н.**, Васильчук Ю.К. Отражение в изотопном составе торфа фаз развития бугристых ландшафтов Большеземельской тундры. Арктика и Антарктика, 2016, № 1, с. 18–31. DOI (BAK, 3 категория; РИНЦ)
32. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Подборный Е.Е., **Чижова Ю.Н.** Пластовые льды в голоценовых отложениях Западной Сибири. Криосфера Земли, 2016, Том 20, № 1, с. 36–50. (BAK, 1 категория; Scopus Q3)
33. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Подборный Е.Е., Суллина А.Н., **Чижова Ю.Н.** Голоценовые многоярусные пластовые льды в устье реки Сабеттаяха, полуостров Ямал. Криосфера Земли, 2015, Том 19, № 4, с. 39–53. (BAK, 1 категория; Scopus Q3)
34. Васильчук Ю.К., Алексеев С.В., Аржанников С.Г., Алексеева Л.П., Буданцева Н.А., **Чижова Ю.Н.**, Аржанникова А.В., Васильчук А.К., Козырева Е.А., Рыбченко А.А., Светлаков А.А. Изотопный состав ледогрунтового ядра минеральных бугров пучения в долине реки Сенца, Восточный Саян. Криосфера Земли, 2015, № 2, с. 52–66. (BAK, 1 категория; Scopus Q3)

35. Буданцева Н.А., Горшков Е.И., Исаев В.С., Семенов И.Н., Усов А.Н., **Чижова Ю.Н.**, Васильчук Ю.К. Инженерно-геологические и геохимические особенности бугристых ландшафтов в районе учебно-научного полигона "Хановей". Инженерная геология, 2015, № 3, с. 34–50. (ВАК; РИНЦ)
36. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.Ц., Йошикава К., Подборный Е.Е., **Чижова Ю.Н.** Изотопный состав ледяного ядра позднеголоценового булгуньяха на месторождении Песцовое в долине реки Евояха на юге Тазовского полуострова. Криосфера Земли, 2014, Том 18, № 4, с. 47–58. (ВАК, 1 категория; Scopus Q3)
37. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Йошикава К., **Чижова Ю.Н.**, Станиловская Ю.В. Миграционные бугры пучения в южной части криолитозоны Средней Сибири. Инженерная геология, 2013, № 3, с. 14–34. (ВАК; РИНЦ)
38. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Земскова А.М., Кристиансен Х., **Чижова Ю.Н.** Изменение содержания стабильных изотопов кислорода и водорода в повторно-жильных льдах Ямала и Свальбарда, сформировавшихся за последние 2000 лет. Криосфера Земли, 2012, Том 16, № 1, с. 43–55. (ВАК, 1 категория; Scopus Q3)
39. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., **Чижова Ю.Н.** Миграционные бугры пучения на севере Западной Сибири: южный и северный пределы ареала и современная динамика. Инженерная геология, 2012, № 3, с. 18–32. (ВАК; РИНЦ)
40. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., **Чижова Ю.Н.** Миграционные бугры пучения на Европейском Севере России – южный и северный пределы ареала и современная динамика. Инженерная геология, 2011, № 2, с. 56–72. (ВАК; РИНЦ)
41. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., **Чижова Ю.Н.**, Папеш В., Подборный Е.Е., Сулержицкий Л.Д. Изотопно-кислородная и дейтериевая индикация генезиса пластовых льдов и их ^{14}C возраст (Бованенково, Центральный Ямал). Доклады Академии наук, 2009, Том 428, № 5, с. 675–681. (ВАК, 1 категория; WoS, Scopus Q3)
42. Васильчук Ю.К., Папеш В., Ранк Д., Сулержицкий Л.Д., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., **Чижова Ю.Н.** Первые для севера Европы ^{14}C -датированные изотопно-кислородная и

- дейтериевая диаграммы из повторно-жильного льда близ г. Воркуты. Доклады Академии наук, 2005. Т. 400. № 5. С. 684–689
43. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Сулержицкий Л.Д., Буданцева Н.А., Волкова Е.М., **Чижова Ю.Н.** Радиоуглеродная хронология бугров пучения Большеземельской тундры. Доклады Академии наук, 2003, Том 393, № 1, с. 101–105. (ВАК, 1 категория; WoS, Scopus Q3)
44. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Волкова Е.М., Сулержицкий Л.Д., **Чижова Ю.Н.**, Юнгнер Х. Радиоуглеродные датировки и голоценовая динамика бугров пучения в долине реки Уса. Доклады Академии наук, 2002, Том 384, № 3, с. 396–401. (ВАК, 1 категория; WoS, Scopus Q3)

Разделы в коллективных монографиях

45. Васильчук Ю. К., Буданцева Н. А., Васильчук А. К., **Чижова Ю. Н.** *Изотопные методы в географии. Часть 3: Геохимия стабильных изотопов атмосферы и гидросферы.* Географический факультет МГУ Москва, 2013.
46. Васильчук Ю. К., Васильчук А. К., Буданцева Н. А., **Чижова Ю. Н.** *Выпуклые бугры пучения многолетнемёрзлых торфяных массивов.* Издательство Московского университета Москва, 2008.