

Типы циклитности едомных толщ в долине реки Майн, Чукотка

Васильчук Юрий Кириллович

доктор геолого-минералогических наук

профессор, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ)

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

✉ vasilch_geo@mail.ru



Васильчук Алла Константиновна

доктор географических наук

ведущий научный сотрудник, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), географический факультет, НИЛ геоэкологии Севера

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

✉ alla-vasilch@yandex.ru



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

Аннотация.

Предметом исследования является циклитность едомных толщ в долине реки Майн на юге Чукотка. Рассмотрены позднеплейстоценовые сильнольдистые синкриогенные толщи вмещающие сингенетические повторно-жильные льды в долине р.Майн на юге Чукотки: озерные и озерно-аллювиальные отложения в обнажении Ледовый обрыв и аллювиальная толща Усть-Алганского обрыва. Эти толщи располагаются поблизости друг от друга и сложены очень разными по литологическому составу и фациальной принадлежности отложениями: от грубых песков с галечником русловых фаций до илистых старичных фаций, пронизанных мощными повторно-жильными льдами разной конфигурации. Основным методом исследования было полевое изучение криолитологического строения естественных разрезов. Также исследован радиоуглеродный возраст вмещающих жилы толщ, изотопно-кислородный и гидрохимический состав ледяных жил. Основными выводами проведенного исследования являются:1. Уточнена иерархия основных типов цикличности, наблюдаемых в изученных синкриогенных толщах.2. 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.

Ключевые слова: радиоуглерод, едома, повторно-жильный лед, многолетнемерзлые породы, поздний плейстоцен, сингенетический, изотопы кислорода, цикличность, река Майн, палеогеокриология

DOI:

10.7256/2453-8922.2019.2.29667

Дата направления в редакцию:

13-05-2019

Дата рецензирования:

13-05-2019

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, в рамках проекта 18-05-60272 Арктика

ВВЕДЕНИЕ

Цель нашей работы – рассмотреть особенности криолитологического циклитного строения позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов в долине р. Майн на юге Чукотки; исследовать их радиоуглеродный возраст и проанализировать различные типы цикличности в позднем плейстоцене в синкриогенных разрезах долины р. Майн.

Циклитность - это повторяемость циклитов в разрезе. Термин "циклит" Ю.Н.Карагодину [5] представляется более точным, чем цикл, так как цикл – это скорее динамическая характеристика (повторяемость во времени), а циклит – седиментологическая (повторяемость в осадочной толще).

В долине реки Майн в районе пос. Ваеги вскрыто несколько едомных толщ с выраженным циклитным строением. Едомные толщи с повторно-жильными льдами на Чукотке хорошо известны [1, 2, 3], но раньше всего они были описаны в долине р. Майн [12, 15]. В урочище Парфонай на р. Майн Л.Н.Тюлина встретила мощные подземные льды [12]. на Майне описал С.В. Томирдиаро [15] одним из первых изучил разрез Ледовый обрыв в долине р. Майн. А.А.Свиточ и др. [13, 14] описали в Усть-Алганском разрезе 5 крупных циклов – пачек осадков, а в Ледовом обрыве 6 циклов повторно-жильных льдов [13]. А.Н.Котов и В.К.Рябчун подробно исследовали едомные толщи в долине р. Майн [9], и получили серию радиоуглеродных датировок по разрезу едомной толщи Ледового Обрыва [8-10]. Позже разрез Ледовый обрыв исследовался в рамках международных проектов [16, 22]. Помимо радиоуглеродных определений возраста отложений были получены данные по комплексам насекомых [20], растительных остатков и содержанию фрагментов ДНК [22].

МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ ИССЛЕДОВАННЫХ ЕДОМНЫХ ТОЛЩ

Долина реки Майн расположена между отрогами Корякского нагорья и возвышенностями Русских и Словутных гор. Питание реки снеговое и дождевое. Замерзает в середине октября, вскрывается в конце мая. Крупные притоки – Ваеги, Алган, Орловка. В среднем течении на левобережье Майна находится село Ваеги (64°09'51" с. ш., 171°03'08" в. д.). Расстояние до г. Анадырь составляет около 311 км. Позднеплейстоценовые едомные толщи в разрезах Ледовый Обрыв и Усть-Алганский в долине р. Майн (рис. 1, а, б) - одни из самых восточных находок мощных едомных толщ в России, располагаются ниже с. Ваеги (рис. 2). Река Майн нередко выходит из берегов во время половодий (рис. 3),

связанных с таянием снега и льда и заливают не только высокую пойму, но и пониженные участки первой террасы. Ледоход на р. Майн обычно проходит в начале июня (рис. 4). В процессе ледохода и половодья размываются нижние части обнажений едомы. Как правило это приводит к обрушению сильнольдистых едомных толщ. Обнажения едомы местные жители называют «сыпучками». В 13 километрах от с. Ваеги ниже по течению Майна располагается Усть-Алганский едомный массив (64°18'57" с. ш., 171°17'12" в. д.), а еще ниже Ледовый Обрыв (64°22'17" с. ш., 171°15'32" в. д.).

В геоморфологическом отношении этот участок долины р. Майн характеризуется комплексом из трех надпойменных террас [12-14]. Третья терраса – эрозионная, высотой 25-30 м, шириной 0,1-3,0 км, цоколь сложен палеогеновыми вулканическими породами, аккумулятивный чехол представлен маломощным элювием, вторая терраса также эрозионная, высотой 10-15 м шириной до 2,0 км., цоколь представлен коренными породами и олигоценными дислоцированными глинами, аккумулятивный чехол представлен разнообразными аллювиальными отложениями. Первая надпойменная терраса – аккумулятивная, имеет высоту 3,5-5,5 м и ширину около 10 км. Высокая пойма реки аккумулятивная, высота 2,0-3,0 м, скорость накопления пойменного аллювия достигает - 2,0-3,0 см/год [13]. Низкая пойма приурочена к излучинам реки, ее высота 0,5-1,0 м., ширина до 0,3 км. Поверхность третьей и второй террас покрыта мелколиственничными лесами с кедровым стлаником и лиственницей, в приречных частях встречаются береза, рябина и ольха с подлеском из карликовой березки.

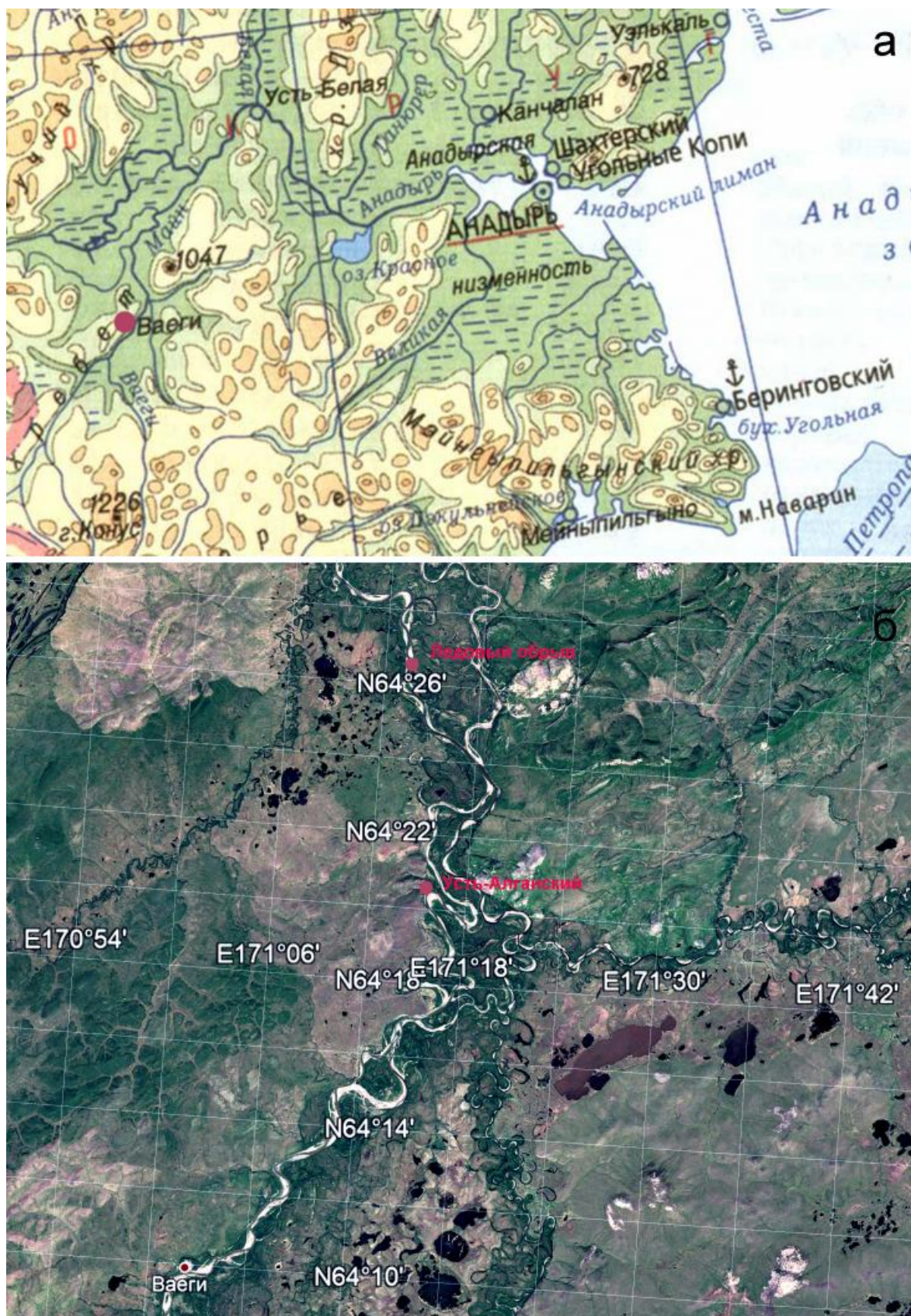


Рис. 1. Положение изученных едомных разрезов на карте (а) и космическом снимке (б)



Рис. 2. Село Ваеги на р.Майн: зимой (а) и летом (б). Фото Н.И.Нувано



Рис. 3. Село Ваеги, Чукотка наводнение 2005 г. Фото с сайта <http://gosnovosti.com/author/chukotka/page/146/>



Рис. 4. Долина р. Майн: летом (а) и в период ледохода в районе с. Ваеги. Фото с сайта <http://gosnovosti.com/author/chukotka/page/146/>

Эти едомные толщи хотя и располагаются неподалеку друг от друга, но очень существенно различаются как литологическому составу и фациальной принадлежности отложений, так и по морфологии повторно-жильных льдов [1].

Разрез Ледовый Обрыв

Разрез Ледовый Обрыв расположен на левом берегу р. Майн в 13 км ниже устья р. Алган в 40 км севернее пос.Ваеги. Мощность его отложений, согласно описаниям А.А.Свиточа и В.С.Хорева, более 40 м [13]. А по данным Ю.Е. Дорт-Гольца [4], который изучал это обнажение практически в те же годы, высота обнажения Ледовый Обрыв в 1969 и 1976 гг. составляла 25-30 м. В начале 80-х годов мощность отложений Ледового Обрыва по его наблюдениям А.Н. Котова [8, 9], не превышала 30 м. Отметим, что более поздние исследования [22] разреза на р. Майн не зафиксировали существенного изменения высоты обнажения едомной толщи по сравнению с концом восьмидесятых – началом девяностых годов XX века .

Высота обнажения Ледового Обрыва на момент наблюдений авторов составила 25-30 м (рис. 5, 6). В обнажении южного едомного останца вскрыта 30-метровая толща мелких песков, вмещающих мощные сингенетические ледяные жилы, всего в толще отмечается три яруса ледяных жил, расположенных в интервалах 26-18 м, 17,5-6.5 м и 6-0,5 м над уровнем реки. В нижней части обнаружен фрагмент жилы, уходящей под урез, здесь же на пляже встречены высыпки крупного гравия и галечника. Гравий лежит и на поверхности жил и обнаружен внутри льда жилы - здесь он виде вертикальных "затеков". Ширина позднеплейстоценовых жил не превышает 3,5 м, их высота достигает 20 м. В верхней части обнажения Ледовый Обрыв описан фрагмент полигонального блока справа от массивной ледяной жилы на высоте 18 м над урезом. Здесь встречен горизонт песка слоистого, насыщенный ветками и корнями кустарников, ниже и выше его встречено обилие остатков трав. Во всей этой 2-метровой пачке, залегающей в интервале +17-+19 м над урезом реки, обогащенной органикой встречаются пятна, прослой и гнезда светло-серого пепла. Пепловый горизонт приурочен стратиграфически и, вероятнее всего, и хронологически, ко времени накопления слоя, обогащенного древесными остатками. В целом эта толща горизонтально-слоистая, сверху-вниз переслаивается песок серый, темно-коричневый (обогащенный органикой), коричневатосерый, желтовато-серый, серый, ниже темно-коричневый и вновь серый и темно-коричневый. Прослой пепла заключены в основном между темно-коричневыми прослоями песка, хотя возможно, что и в слоях серого песка они встречаются в виде примазок. Веточки и стволы, диаметром не более 1 см, встречающиеся в песках, как правило, среднеразложившиеся, лишь иногда встречаются древесные остатки хорошей сохранности. Их залегание чаще всего горизонтальное или субгоризонтальное, реже встречаются вертикально залегающие древесные остатки. Залегание травы и корешков определить трудно, хотя в отвесных обрывах с обратным уклоном трава и корни всегда располагаются вертикально, даже при откалывании образцов. В самих же образцах корешки располагаются хаотически. Повторно-жильный лед на высоте 26 м над урезом стекловатый с включением грунта. На высоте +10 м над урезом реки отмечена четкая вертикальная слоистость льда позднеплейстоценовых жил. Лед здесь с примесью супеси серого цвета, а ниже на высоте +5,5 м во льду примесь песка серого, мелкого. Лед жил, серого цвета косо-вертикально-слоистый. Включения грунта отмечаются по трещинам длиной 0,4-1,5 см шириной 0,5-1,0 см. Трещины наклонные, угол наклона 50-70°. Во льду также встречаются ксенолиты песка, серого, мелкого. Ксенолиты вертикально ориентированы. Криотекстура серых мелких песков, вмещающих повторно-жильные льды, в основном, слоистая толстошлифовая. В интервале 19-21 м криотекстура редкосетчатая, среднешлифовая. Пески переслаиваются с супесями и илами разной степени оторфованности. Слоистость отложений горизонтальная, мощность прослоев как правило несколько сантиметров распределение остатков - послойное, подчеркивается ожелезнением. В отдельных песчаных слоях можно проследить сезонную микрослоистость, выраженную тонкими менее 0,5 см прослоев супеси иловатой. На глубине 16,5-17 м прослеживается горизонт очень сухого светло-серого песка. Песок слоистый, насыщен ветками и корнями кустарников, выше и ниже этого прослоя в интервале 17-20 м - обилие остатков трав. В этом горизонте встречены пятна, прослой и линзы светло-серого пепла. В непосредственной близости к ледяным жилам горизонтальная слоистость нарушается слои изгибаются под углом 60-70°. Всего отмечено около 6 прослоев серого песка, обогащенного органикой на высоте +6.5 м, +8-+9 м, +12 м, +17-+19 м, +23-+24 м, +27-+28 м над уровнем реки.

В разрезе прослежено, редко встречаемое в обнажениях едомы, фаціальное замещение едомных отложений отложениями озерного генезиса. В 300 м южнее зачищена стенка

озерной толщи. Здесь на разных глубинах обнаружено 4 ледяных жилы высотой 2,5-3 м, ширина жил достигает 1 м. Жилы залегают в толще мелких слоистых песков. Мощность этой пачки 15-17 м. Оторфованное сверху вниз уменьшается. Около жил слои вмещающей породы изгибаются под углом 60°. На высоте около +6 м над урезом реки в слое песка ожелезненного коричневатого отмечены пятна песка серого. В озерной пачке четко выделяются сезонные и годовые слои. Вместе с тем отмечается увеличение оторфованности на отметках +6, +6,8 и + 8 м над урезом реки. Мощность оторфованных прослоев 20-30 см, в одном из них на высоте +6,8 м обнаружены веточки кустарников. Над озерной пачкой на высоте от +16 до +18 м. залегает голоценовый торфяник, мощностью 3,5 м горизонтально-слоистый.

На участках, переработанных аласами, можно наблюдать достаточно редкое криолитологическое явление – сохранившиеся под аласными отложениями фрагменты едомы с погребёнными ледяными жилами (рис. 8). В 100 м от едомного останца на север залегает 3-метровая толща слоистых песков, желтовато-серых подстилаемых слоем торфа, мощностью до 0,5 м с остатками деревьев, очевидно голоценового возраста. При удалении от едомного останца мощность слоя песков, перекрывающих торф значительно сокращается и у останца составляет не более 1,5 м. Ниже залегает неясно-слоистая пачка желтовато-серых песков, в нижних 3 м закрытая осыпью. Мощность пачки около 12-14 м. В нижней своей части пески обогащены пылеватыми частицами, здесь они имеют пятнистый окрас, пятна голубовато-серого, желтовато-серого и серого цвета. Близ вертикального контакта под слоем торфа отмечается деформация слоистости в виде котла высотой около 2 м, шириной в верхней части 5-7 м, внутри которого отмечаются серовато-желтые пески внедряющиеся в серые пески. В левой части котла вниз отмечаются едва заметные псевдоморфозы, высотой 5-6 м в боковых частях которых отмечены вертикально и субвертикально расположенные остатки древесины. Внутри псевдоморфозы выполнены серым песком, аналогичным вмещающему. На высоте около 1,5 м от хвоста псевдоморфозы, правее ее залегает в горизонтальном положении ствол березы с белой корой, вероятно голоценового возраста. Боковые части псевдоморфозы и кайма ее сложены серым среднезернистым песком, тогда как вмещающие и выполняющие породы – пески мелкие и тонкозернистые. Среднезернистым песком сложен и хвост псевдоморфозы в нижних 0,5 м. Верхний 1 м псевдоморфозы заполнен мелким песком с остатками стволов кустарников. Из наблюдений за краем карниза торфа становится понятна и природа торфяных "груш", нередко отмечаемых в аласных толщах. Это пластично опустившиеся в провалы, может быть в канавы от жил обточенные термоэрозией блоки торфа полигонов, возможно оттаявшие. Достаточно большая сила сцепления в торфяном карнизе, нередко приводит к значительному утоньшению "шейки" на которой держится блок, при этом карниз длительное время сохраняет горизонтальное положение. Из этого следует, что внедрение "груши" в подстилающую толщу редко происходит более чем на 1 м. При боковом срезе груши она представляет собой слабо сужающуюся книзу грунтово-торфяную жилу. В крутой части обнажения таберальной толщи, в ее нижней половине отмечается горизонтальная слоистость, которая на одном из выступов нарушена грунтовым клиновидным внедрением оконтуренным по бокам сильно оторфованным песком. В центре грунтового клиновидного внедрения сложено песком более желтого цвета, по сравнению с вмещающим. Высота клиновидного внедрения около 3 м, расположено оно на высоте 5 м над урезом. Грунтовая неоднородность в месте этого внедрения подчеркивается и характером отваливающихся здесь блоков. Они продолговатые субвертикальные. Однако в средней части этой псевдоморфозы отмечен 5-сантиметровый прослой песка светло-серого, секущий оторфованную кайму и переходящий во вмещающий темно-серый песок. В южной части таберального останца вскрывается мощная псевдоморфоза в виде крутой

антиклинальной складки, образованной оторфованным гумусированным песком. По периферии отмечены гофрированные гумусированные слойки длиной до 7 м, шириной до 8 см. В верхней части псевдоморфозы на глубине 1 м отмечено большое количество стволов и корней, в правом крыле стволы и ветки опускаются на 1 м, глубже они исчезают. В ядре складки - грунтовая супесчаная жила высотой около 2 м, шириной 1 м. В целом псевдоморфоза наклонена под углом 45° , залегает она в темно-серых песках. В разрезе северного таберального останца, в средней по высоте части обнажения на высоте 6-8 м над урезом и на глубине 6-7 м от поверхности залегает ледяная жила, видимой ширины 0,9 м верхней части, длиной около 2 м. Цвет льда жилы - коричневатосерый. На 3 м выше в этих же песках отмечен остаток, возможно жильного льда, располагающийся вертикально над первым. Ширина его 1,2 м, высота 0,5 м. В отличие от нижележащей жилы цвет льда здесь на склоне - белый. В 20 м севернее над цирком с мощной плейстоценовой жилой голоценовая чаша протаивания, здесь песок значительно менее льдистый, в нем описаны голоценовые повторно-жильные льды шириной 0,7-1 м, общей длиной 2-2,5 м, и торфяные жилы-псевдоморфозы, в которых встречен торф, ветки деревьев и целые стволы берез, причем некоторые из них залегают даже вертикально. Лед голоценовых жил коричневатожелтый, часто горизонтально-слоистый. Вертикальной слоистости в голоценовой жиле нет - только горизонтальная. В ледяной жиле отмечены пятна торфа диаметром 0,1-0,15 м. Лед прозрачный, чередуется матово-толщина прослоев от 1-2 до 5-7 см. Лед голоценовых жил настолько своеобразной текстуры, что, если бы не клиновидная форма, вообще возникло бы сомнение в его повторно-жильной природе.

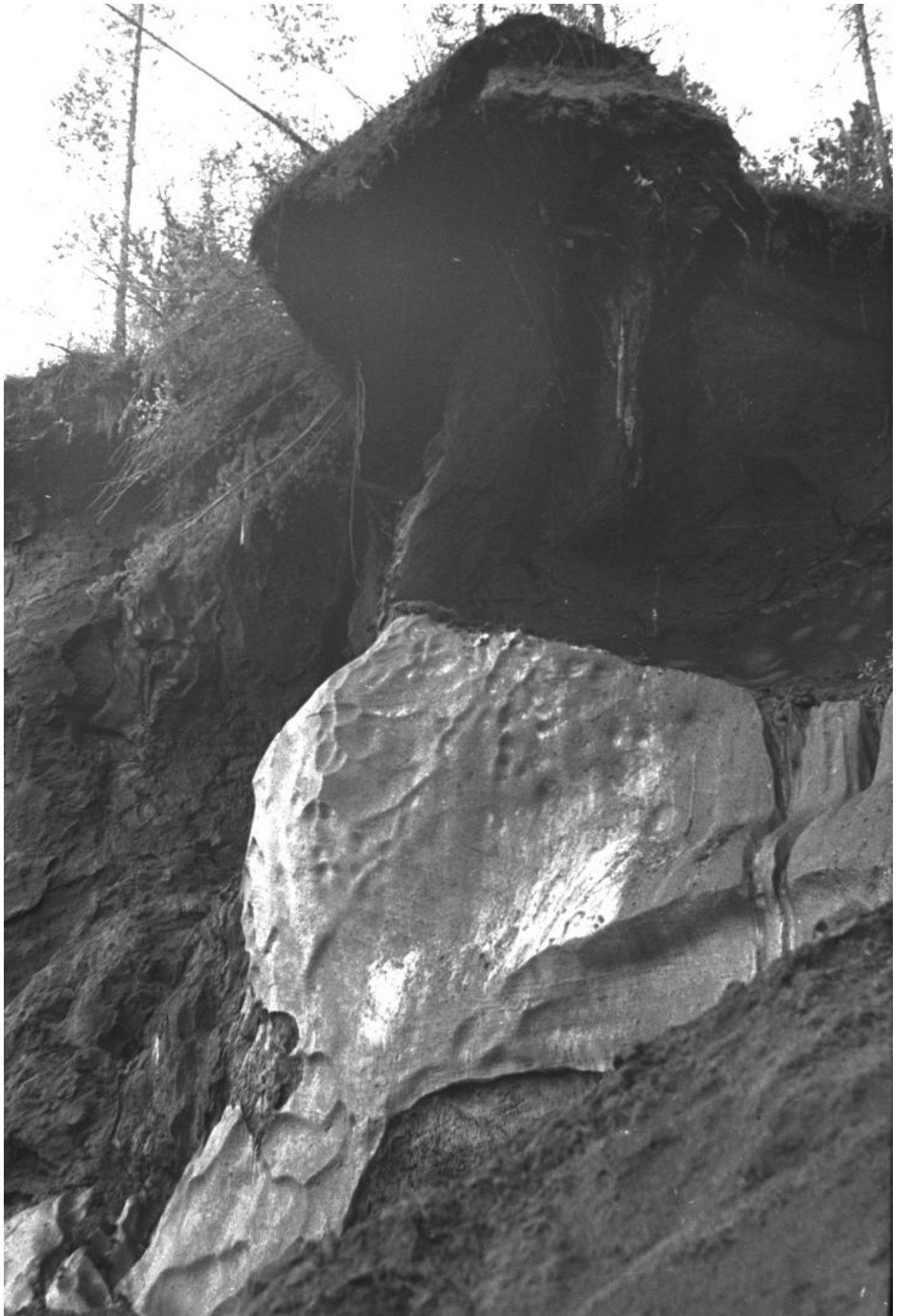


Рис. 5. обнажение едомы Ледовый Обрыв с низкоуровненным залеганием головы ледяной жилы. Фото Ю.К.Васильчука



Рис. 6. Ярусное залегание ледяных жил в обнажении едомы Ледовый Обрыв: жилы верхнего яруса (а и г) и жилы среднего яруса (б и в). Фото Ю.К.Васильчука

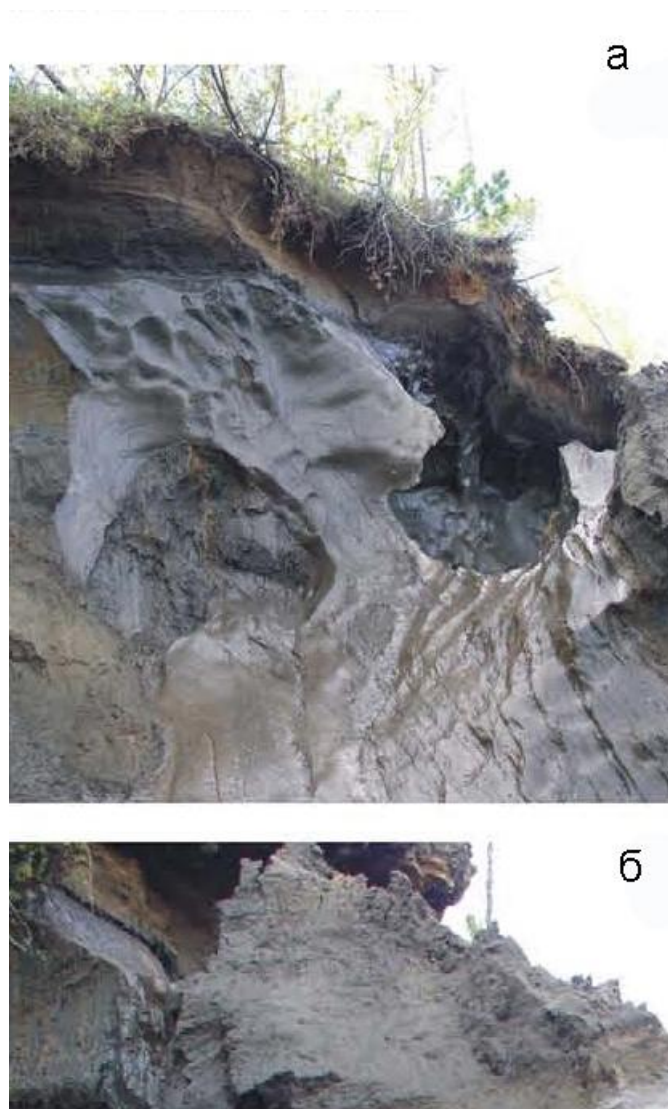




Рис. 7. Ярусное залегание ледяных жил в обнажении едомы Ледовый Обрыв. Фото из S.A.Kuzmina et al. [\[16\]](#)



Рис. 8. Фрагмент позднеплейстоценовой едомы (в нижней правой части снимка) с сингенетическими повторно-жильными льдами, срезанными неглубоким протаиванием (граница показана белым пунктиром) под голоценовым аласом в краевой части обнажения Ледовый Обрыв. Фото Ю.К.Васильчука

А.А.Свиточем и В.С.Хоревым [13, стр. 89-92] так описывается ярусность едомной толщи в долине р.Майн): «В разрезе Ледовый Обрыв вскрывается 50-метровая толща литологически разнообразных озерных отложений сложного криогенного строения, включающая несколько ярусов повторно-жильных льдов. Элементарные слои разреза Ледовый обрыв, группируясь, образуют более крупные пачки или циклы. Всего выделяется 6 циклов осадков. Отложения нижнего цикла – относительно тонкие илистые и песчано-илистые, в верхней части оторфованные, с растительными остатками... видимая мощность 2,4 м. В основании разреза второго цикла отмечается базальный горизонт песка с гравием. В кровле отложения оторфованы... Мощность от 7,5 до 15 м. Для отложений третьего цикла характерно наличие среди слоистых песков прослоев оторфованной супеси... Мощность от 8,5 до 15 м. Отложения четвертого цикла имеют относительно простое строение: это тонкое, горизонтальное переслаивание ила песчанистого серо-сизого и супеси оторфованной... Осадки цикла, по-видимому, накапливались в приглубой части эпизодически существовавшего озера со спокойным застойным режимом. Мощность 4,5 м. Осадки пятого цикла представляют мощную пачку горизонтально-слоистых грязно-желтых песков, ожелезненных и песков илистых серых. В отложениях встречаются растительные остатки, прослои торфа и оторфованной супеси, свидетельствующие о неоднократных осушках мелководного водоема-разлива, где накапливались осадки. В основании цикла – базальный горизонт грубозернистого песка. Мощность 13,5 м. На них с небольшим размывом залегают пески шестого цикла осадконакопления... Мощность 6,3 м.»

Работавший на Ледовом обрыве практически одновременно с экспедицией МГУ Ю.Е. Дорт-Гольц [4] также указал на цикличность в распределении свойств грунтов по разрезу и ярусность ледяных жил, но выделил только 3 цикла: "Только в районе устья р. Алган

на левобережье р. Майн известны два хорошо обнаженных постоянно подмываемых рекой береговых разреза едомного комплекса – Ледовый и Мамонтовый обрывы. ...В Ледовом обрыве высотой не более 25 м, расположенном в 13 км ниже устья р. Алган, отчетливо наблюдаются три разнородные пачки осадков. Выходы нижней пачки установлены лишь в южном конце протяженного обнажения. Она представлена тонко-параллельно-слоистыми мелкозернистыми илистыми песками и супесями с послойными скоплениями растительных остатков в виде мелких веток кустарничков, трав, мхов и плаунков и содержит послойные скопления мелких двухстворчатых раковин. Осадки, по-видимому, накапливались в обстановке заболоченных озер и чередуются вверху с линзовидными мелкогалечно-гравийными прослоями (до 0,5 м). В кровле пачки прослеживается невыдержанный по мощности горизонт торфа, состоящий в основном из сфагнома и трав. По образцу, взятому здесь, получена радиоуглеродная датировка $34\ 900 \pm 500$ (МАГ-395), которая позволяет отнести время формирования нижней пачки к позднему плейстоцену. Слои нижней пачки имеют падение к северу под углом 10° и уходят под уровень реки. Максимальная видимая мощность отложений 6 м. Можно полагать, что эта пачка озерно-аллювиальных отложений является цоколем для лежащей на ней едомы. Средняя пачка (нижняя часть едомы) начинается в северном конце обнажения от самого уровня реки и достигает наибольшей мощности (около 12 м). Она сложена тонкочередующимися илистыми песками и песчанистыми илами, в которых отмечаются скопления исключительно травянистой растительности. Криогенная текстура в основном тонкошлировая, но встречаются горизонты с толстошлировой криотекстурой. Ледяные жилы сингенетичны вмещающей толще.

Верхняя пачка состоит преимущественно из илистых песков, обогащенных в разной степени мелкими растительными остатками; мощность ее колеблется в разных местах обрыва от 7 до 13 м. Криотекстура в пачке микрошлировая и массивная. Ледяные жилы являются продолжением жил, развитых в средней пачке, и остаются сингенетичными по отношению к вмещающей породе. Характерной особенностью толщи является отчетливая слоистая текстура, наблюдаемая в отложениях всех пачек ...

Едомные отложения Ледового обрыва пронизаны практически на всю глубину мощными сингенетическими ледяными жилами. Кроме того, в нижней цокольной пачке среди галечно-гравийных отложений погребенного аллювия есть свой ярус ледяных жил, вероятно, эпигенетических по отношению к этому цоколю. Сингенетические ледяные жилы в едомном комплексе образуют довольно сложные по конфигурации тела с раздутиями и пережимами и с заостренными на разной высоте нижними концами. Максимальная длина ледяных жил по вертикали до 15 м. Они отделены от дневной поверхности довольно мощным (до 1,5 м) слоем грунта, который является, очевидно, слоем сезонного протаивания в эпоху голоценового оптимума. Сейчас слой сезонного протаивания составляет 0,5–0,8 м. В ледяных жилах наблюдается отчетливая полосчатая текстура, параллельная контактам и обусловленная повторно-жильной природой льда. Редко встречается чистый лед; чаще всего в нем присутствуют строго ориентированные минеральные частицы и пузырьки воздуха."

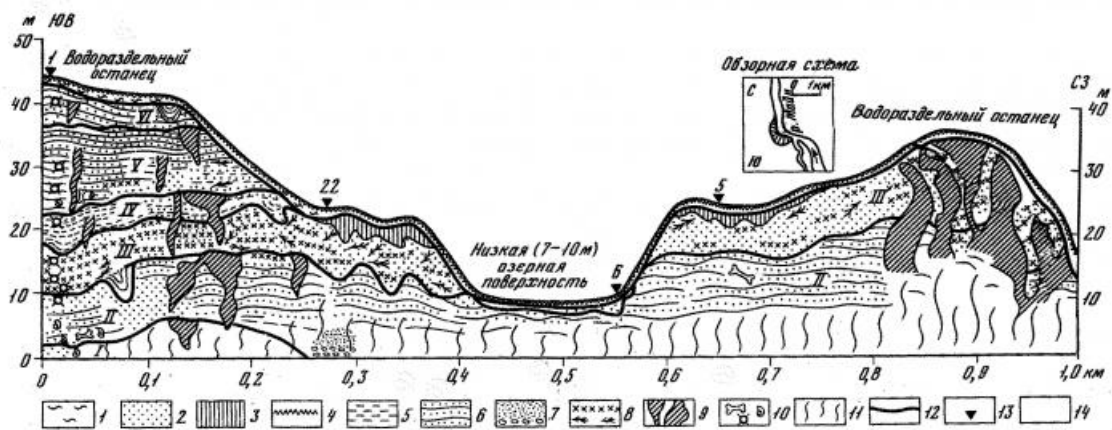


Рис. 9. Схематический геологический разрез Ледовый обрыв. По А.А. Свиточу и др. [13]

1 – покровные супесчано-песчано-илистые отложения; 2 – песчаные преимущественно водные отложения (озера, протоки), слагающие низкую озерную поверхность; 3 – песчано-супесчаные отложения (алас, озер) с растительными остатками, слагающие высокую озерную поверхность; 4 – мох и торфяник; 5 – преимущественно илы; 6 – слоистые пески; 7 – пески диагонально-слоистые и галечники; 8 – торф и слежавшиеся растительные остатки; 9 – ископаемый лед; 10 – местонахождения костей крупных и мелких млекопитающих, раковин моллюсков и ископаемых семян и жуков; 11 – осыпи и оплывины; 12 – границы циклов осадков; 13 – расчистки; 14 – циклы осадков

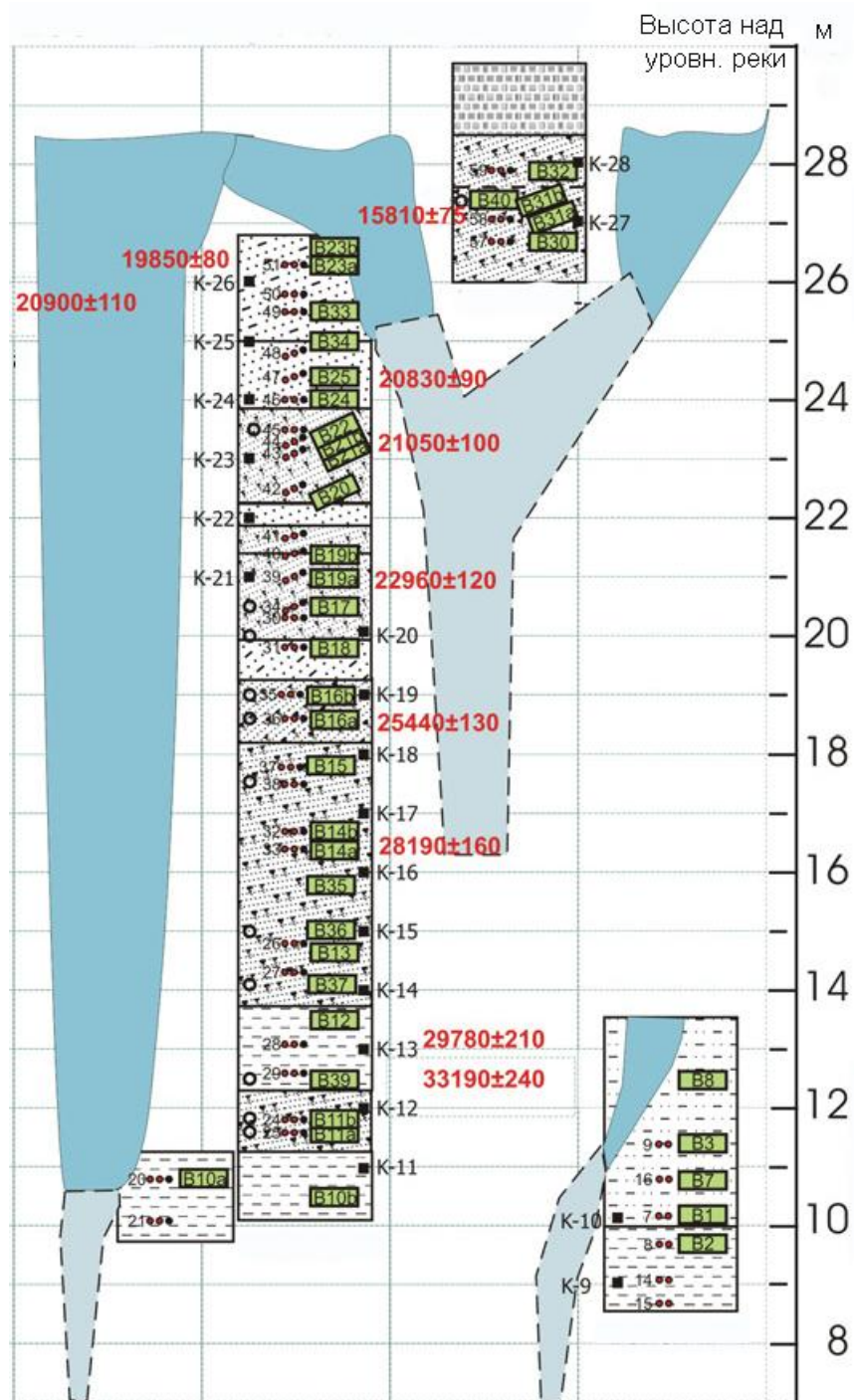


Рис. 10. Радиоуглеродное датирование горизонтов едомы Ледовой Обрыв, обогащенных органикой. Из S.A.Kuzmina et al. [16]

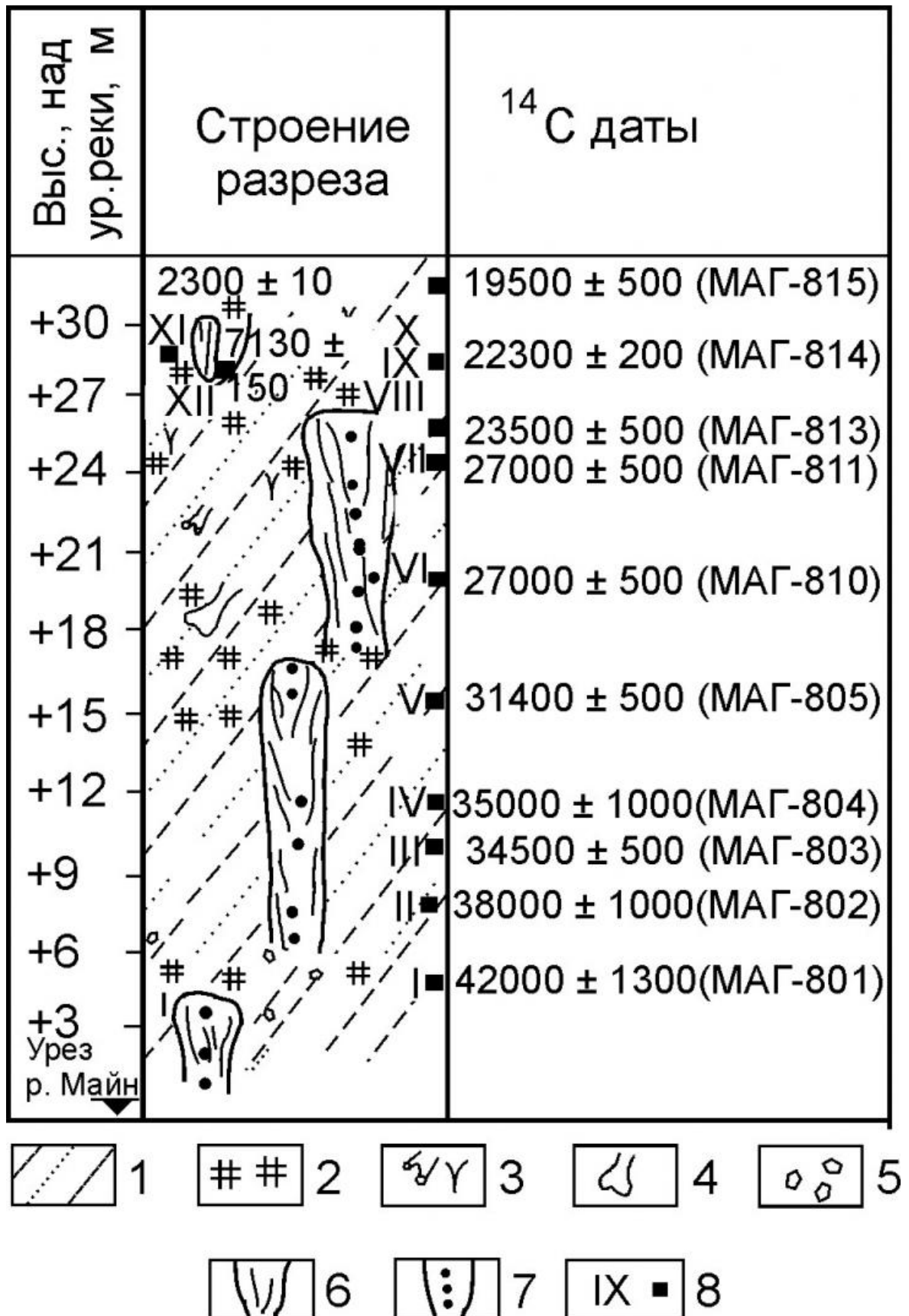


Рис. 11. Радиоуглеродное датирование горизонтов едомы Ледовый Обрыв, обогащенных органикой. ^{14}C датировки из [11] и А.Н. Котова и В.К.Рябчуна [9]

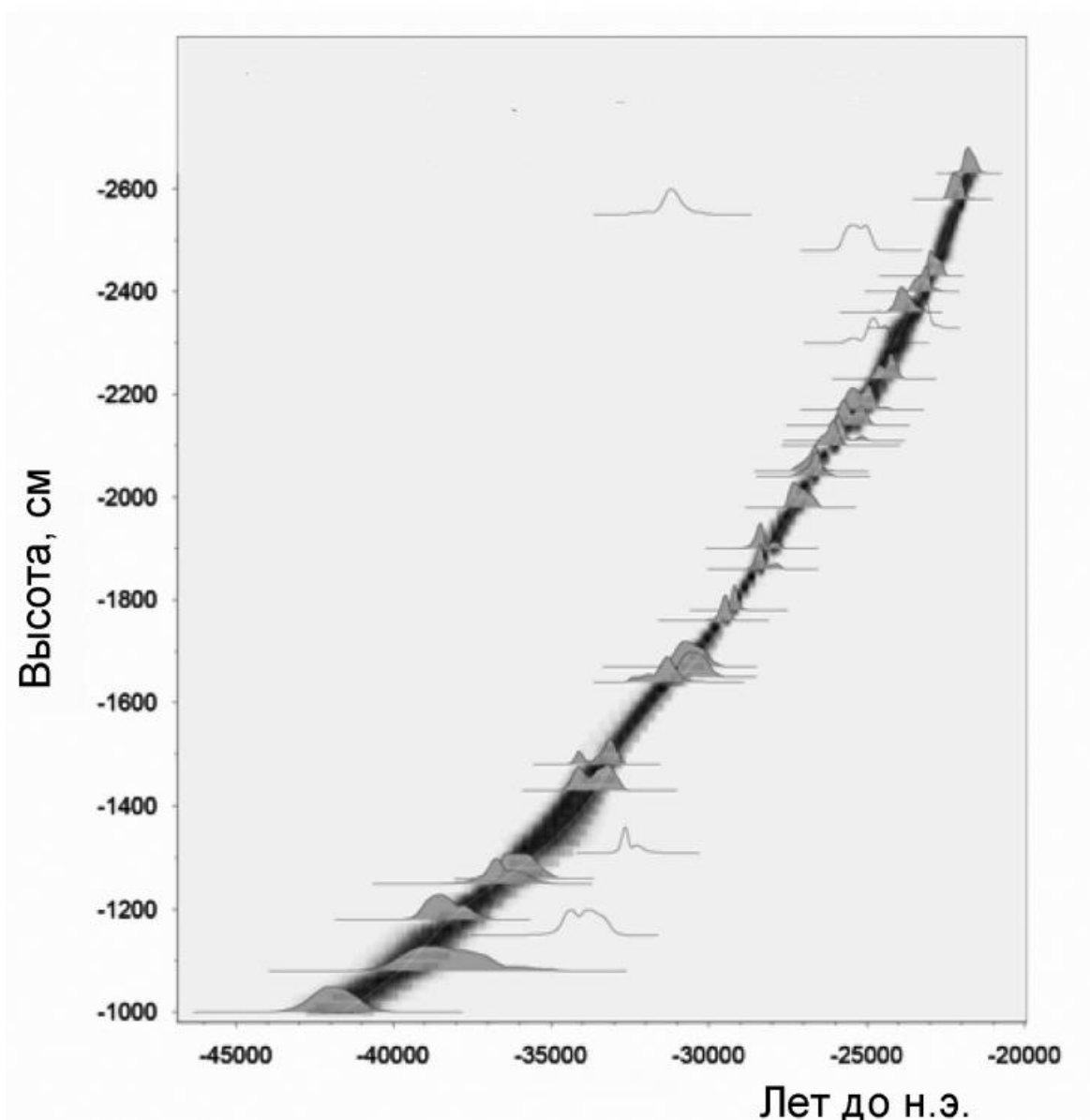


Рис 12. Радиоуглеродная хронология Ледового обрыва на р. Майн. Из Willerslew et al. [22]

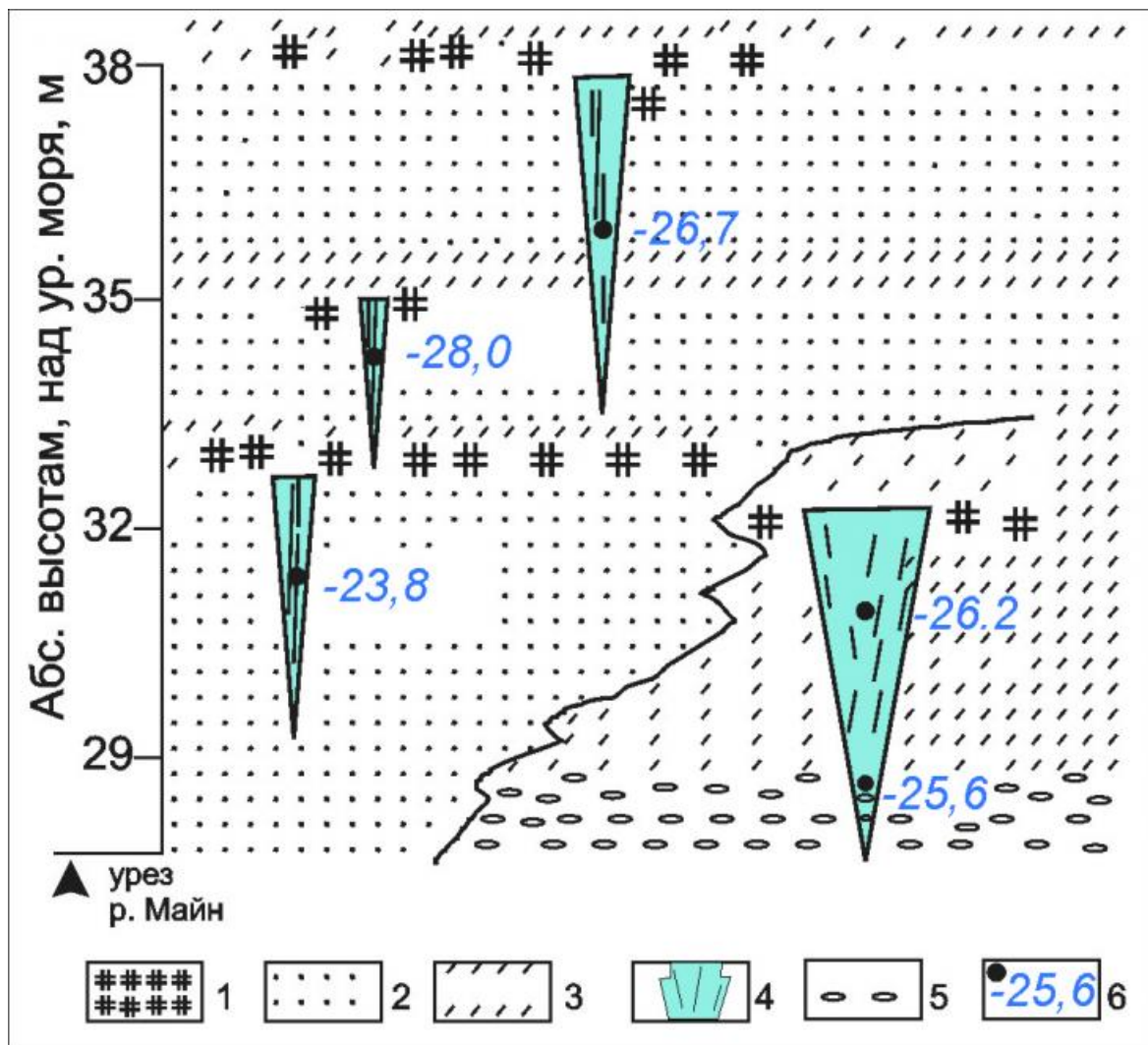


Рис. 13. Циклитное залегание позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов в нижней части озерной толщи Ледового Обрыва (вблизи контакта с классическим едомным останцом в нижней части разреза, на рисунке справа внизу) и изотопно-кислородный состав жил: 1 – торф; 2 – песок; 3 – супесь; 4 – лед сингенетических жил; 5 – гравий и галечник; 6 – значения $\delta^{18}\text{O}$ в ледяных жилах, ‰. Из [21]

В едомной толще Ледового Обрыва авторами, а ранее А.Н.Котовым и О.Ю.Глушаковой обнаружены два хорошо выраженных горизонта пепла (мощностью более 10 см), условно названные верхний и нижний. Приуроченность горизонта пепла к обогащенному органикой горизонту может указывать и на его пирогенное происхождение. Однако он может быть и дальнезаносным вулканогенным. Радиоуглеродный возраст верхнего пепла по содержащимся в нем уголькам в разрезе Ледовый Обрыв, залегающего на глубине 21,6 м около 34,5 тыс. лет (34500 ± 500 лет (МАГ-803), нижнего - на глубине 25 м около 39 тыс. лет: 38000 ± 1000 л.н. (МАГ-802) и 42000 ± 1300 л.н. (МАГ-801)[11]. По химическому составу вулканические пеплы из Ледового Обрыва на р. Майн отвечают риолитодацитам с содержанием SiO_2 68,45 (верхний горизонт пепла) и 69,32% (нижний горизонт пепла). Na_2O и K_2O в верхнем - 3,66 и 2,13%, в нижнем - 4,11 и 3,48%. Возрастной диапазон этого комплекса: майнских вулканических пеплов, по мнению Л.Д.Сулержицкого и И.В.Мелекесцева, точно совпадает с периодом интенсивного кальдерообразования на Камчатке и Курильских островах [11]. Верхний горизонт пепла на р. Майн обнаруживает сходство по химическому составу с пирокластикой кальдер Крашенинникова, Узон III, Большой Семячик, Малый Семячик, Карымское озеро, а

нижний - с пирокластикой кальдер Хангар и Горелая [11]. Точной привязки пепловых прослоев к кальдерам нет из-за сходства геохимической характеристики пеплов камчатских вулканов. Пепловые горизонты демонстрируют, что атмосферная циркуляция была в позднем неоплейстоцене интенсивной.

Едомная толща Ледового обрыва неоднократно датирована сериями ^{14}C дат, практически без инверсий [8, 10, 16, 22]. А.Н. Котов и А.В. Рябчун [9] получили ряд от от 42 до 19,5 тыс. лет (рис. 11). Самая молодая радиоуглеродная датировка получена на отметке +27,4 м 15810 ± 75 (ОхА-14930). Ниже на отметке 26,3 получена дата 19850 ± 80 (ОхА-15668) [16], которая практически совпадает с датировкой 19500 ± 500 (МАГ-815), полученной ранее [9]. Калиброванный возраст отложений Ледового Обрыва от 46667-41351 до 19439-18800 лет назад (рис. 12). Датирование едомных отложений в разное время продемонстрировало также, что, не смотря на довольно монотонный облик едомной толщи, горизонты с повышенным содержанием органики отражают этапы стабильного положения поверхности и формирования почвенных горизонтов (см. рис. 10, рис. 11). 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. калиб. лет назад. Интервалы между субаэральными фазами по мере накопления отложений уменьшались, что говорит о снижении скорости накопления отложений субаквальной 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 [20]. Данные по диатомеям, полученные А.А.Свиточем с соавторами [13] 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 [13] (субаквальных фаз формирования повторно-жильного комплекса). Повторно-жильные льды нижнего яруса сформировались ранее 43 тыс. калиб. лет. Согласно данным диатомового анализа здесь преобладают виды диатомей, характерные для мелких заболоченных водоемов [13]. 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 (рис. 13). Нижний фрагмент озерных песков примерно датируется периодом 39 – 34 тыс. лет назад. Образец торфа из основания озерной пачки датирован 34900 ± 500 (МАГ-395) [10]. 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 [14]. 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 [9] получена радиоуглеродная дата 14000 ± 200 лет (МАГ-1026). Здесь же по залегающему в толще бивню мамонта, мы получили дату 15100 ± 70 лет

(ГИН-5370).

По данным А.А. Свиточа эти осадки накапливались в приглубой части эпизодически существовавшего озера со спокойным застойным режимом. Накопление повторно-жильных льдов здесь происходило в режиме быстрого осадконакопления при частой смене ритмов осадконакопления.

В толще едомы Ледового обрыва этап субаквального осадконакопления часто фиксируется горизонтами супесей, реже песком, еще реже гравием. В этих горизонтах можно встретить обилие переотложенных спорово-пыльцевых зерен, нередко отмечается заметная концентрация диатомовых водорослей или частей водных растений, а иногда и включения фораминифер или останков рыб. Этот этап обычно соответствовал замедлению или прекращению прироста льда в теле ледяных жил. Последующее повторение периода субаэрального формирования жил приводило к образованию верхнего яруса ледяной жилы, причем если во время накопления субаквальной толщи рост жил прекращался, а мощность этой толщи большая, то формировались отдельные ярусы ледяных клиньев, в других случаях формировались мощные сплошные ледяные клинья, часто с признаками ярусности.

Усть-Алганский разрез

Разрез Усть-Алганский расположен на левом берегу р. Майн в 6 км ниже устья р. Алган, по течению реки на 7 км выше Ледового Обрыва. Высота его на момент описания составляла около 60 м. Усть-Алганская толща по составу близка озерным осадкам Ледового Обрыва. Это в основном мелкие горизонтально-слоистые пески, желтовато-серые и серые, в интервале глубин 20-23 м (на высоте 37-40 м от уреза реки), 49-53 м (на высоте 7-11 м от уреза реки) и 55,3-55,7 м (на высоте 4,7-4,3 м от уреза реки) отмечены частые прослои аллохтонного торфа мощностью от 0,5 до 2 см. В двух нижних оторфованных слоях также содержится большое количество веток кустарников, изредка стволов деревьев. В разрезе прослежено 7 циклитов - ярусов узких повторно-жильных льдов (рис. 14), ширина их редко превышает 1 м, высота составляет 7-8 м, расстояние между жилами от 3 до 4 м.

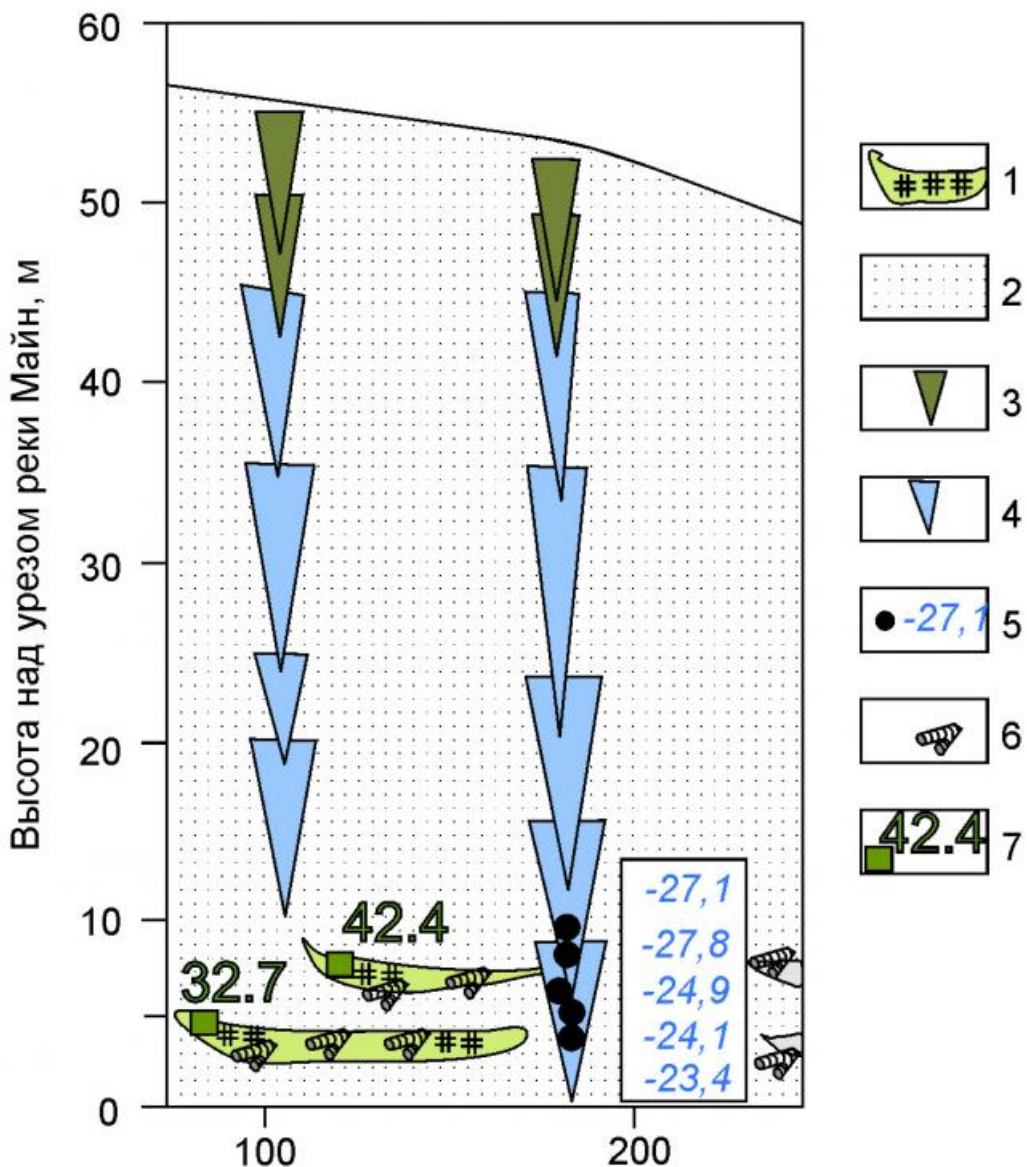


Рис. 14. Циклитное строение опорного криолитологического разреза позднеплейстоценового ледового комплекса в долине р.Майн, в обнажении Усть-Алганский и – значения $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных и текстурных льдах: 1 – торф; 2 – песок; 3 - псевдоморфозы; 4 – повторно-жильный лед; 5 – значения $\delta^{18}\text{O}$ в ледяных жилах, ‰; 6 – древесные остатки; 7 – отбор образцов для радиоуглеродных определений

Отметим, что такое же количество циклитов характерно и для Ледового Обрыва. По-видимому, в начальный период формирования Усть-Алганской толщи в ее образовании активно участвовали русловые процессы, что и приводило к накоплению мощных линз и прослоев аллохтонного материала, т.е. быстрое осадконакопление при частой смене ритмов осадконакопления. Об аллохтонном происхождении говорит и инверсия 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 42400 ± 2100 лет (ГИН-5366). Ранее, в основании разреза по веткам получена дата 43 тыс. лет назад, а выше – более 57 тыс. лет назад [9]. Инверсия вызвана привнесом органики из более древних толщ, размывавшихся выше по течению реки. Более молодую датировку можно принять за нижнюю границу накопления толщи и тогда, с учётом большой мощности толщи, надо признать, что на отдельных этапах

седиментация здесь происходила очень быстро и скорость осадконакопления достигала 5 м за тысячу лет. Вероятно, высокие скорости осадконакопления связаны с выносом осадка рекой Алган и формированием ее дельты.

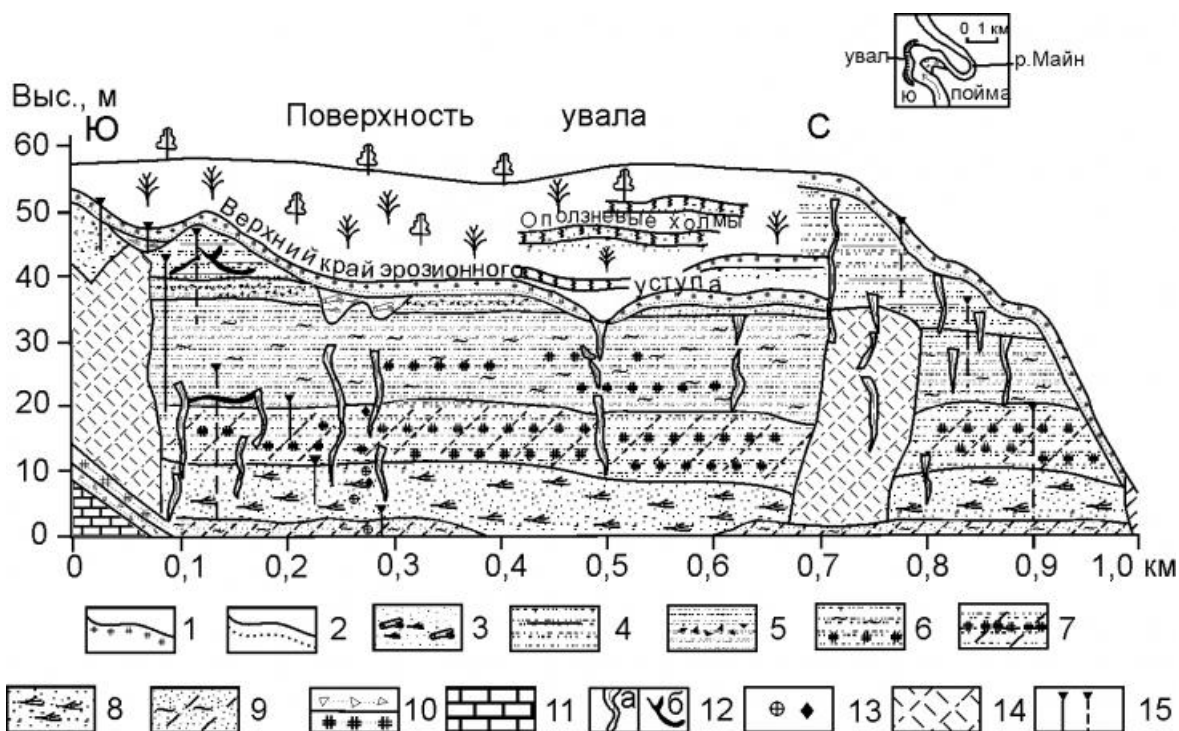


Рис. 15. Циклы осадконакопления и формирования повторно-жильных льдов в Усть-Алганском обрыве, долина р.Майн. По А.А.Свиточу и др. [13]: 1 – мох и торф; 2 – покровные супесчано-песчано-илистые отложения; 3 – растительные остатки (стволы деревьев, сучья и т.п.); 4 – пески слоистые пылеватые; 5 – пески тонкослоистые с прослоями гравия; 6 – пески горизонтально-слоистые с оторфованными прослоями; 7 – пески и супеси слоистые с прослоями торфа и оторфованные; 8 – пески с большим количеством растительных остатков; 9 – ил серо-сизый с прослоями песка; 10 – щебенка и песок (элювий коренных пород); 11 – коренные породы; 12 – повторно-жильный лед; 13 – местонахождения ископаемых семян и жуков; 14 – осыпи; 15 – расчистки основные и вспомогательные

Разрезы в долине Майна, исследовались в разные годы, высота обнажений, конфигурация жил и характер залегания вмещающих отложений заметно менялись, от года к году, вследствие активного термоабразионного и термоэрозионного разрушения едомных толщ. Мощность самой едомной толщи по сравнению с более ранними описаниями варьировала не столь значительно, в то время как подстилающие едому отложения были существенно эродированы, что было прослежено А.Н. Котовым по аэрофотоснимкам начиная с 1949 г [9].

Подобные циклиты описаны в песчаных разрезах Туостахской впадины [6], Сыпного яра [7], в разрезе Буорхая, на о.Курунгнах, в разрезе Сасыр, на о. Джангылах, в обнажении Мыс-Хая, на о. Харданг [17] и в песчаных отложениях острова Большой Ляховский [18].

Из российских исследователей особенно последовательно цикличность рассмотрена Т.Н.Каплиной [6], которая связывала цикличность со сменой холодных фаз – криохронов – теплыми – термохронами (рис. 16).

В связи с этим Т.Н.Каплина писала: "...обзор опорных разрезов позднего кайнозоя

убеждает, на наш взгляд, в том, что криогенные циклиты являются не редкими исключениями, а закономерными, типичными геологическими телами... их существование и повторение в разрезах можно считать доказанным» [6, с.294]. С этой сентенцией мы полностью солидарны. А вот объяснение природы циклитов, выполненное далее нам представляется дискуссионным: «...на территории Северной Якутии... а)... развивались изменения геокриологических условий, характеризовавшиеся разным знаком; б) эти изменения следовали за изменениями климата;... д) в качестве ведущих криогенных процессов выступали, сменяя друг друга, накопление льдов в рыхлых отложениях (преимущественно полигонально-жильных и сегрегационных) и их вытаивание – процесс термокарста» [6, с. 300-301].

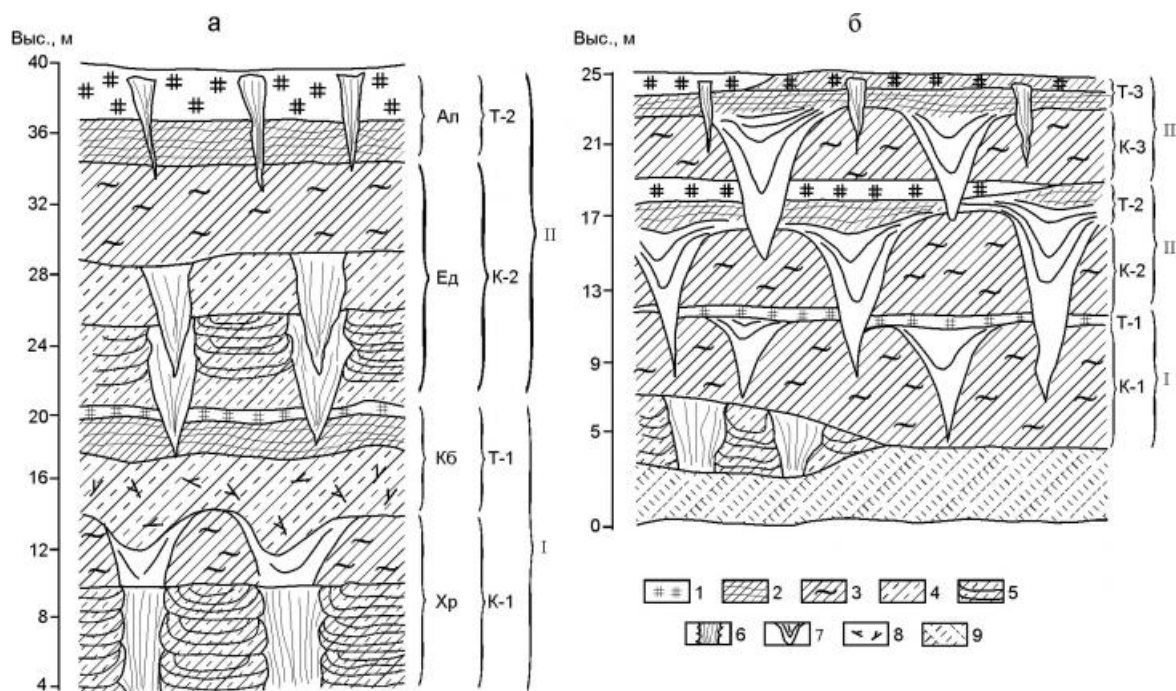


Рис. 16. Принципиальные схемы строения едомных толщ в разрезах правобережья р.Хромы (а) [6, стр. 296] и Молотковского Камня на р.Мал.Анью (б) [6, стр. 298]: 1 – торф; 2 – ленточнослоистые суглинки; 3 – табериты по ледовому комплексу; 4 – малольдистая разновидность едомы; 5 – льдистая разновидность едомы; 6 – ледяные жилы; 7 – псевдоморфозы по повторно-жильным льдам; 8 – слоистые песчано-глинистые породы, обогащенные древесиной (озерные); 9 – осыпь. I, II, III – криогенные циклиты; К-1, К-2, К-3 – криолиты; Т-1, Т-2, Т-3 – термолиты. Хр – хромская свита, Ед – едомная свита, Кб – кыл-бастахские слои, Ал – голоценовые аласные накопления.

В нашем понимании в показанной здесь хромской толще отмечается три цикла субаэрального синкриолитогенеза и образования жил, два нижних завершались субаквальной фазой, с которой и связано формирование таберитов. В Молотковском разрезе циклов больше, особенно примечательно то, что головы псевдоморфоз четко привязаны к горизонтам торфа, вероятно псевдоморфозы формировались в субаквальную фазу (когда образовались табериты), наступавшую вслед за субаэральным накоплением торфа.

С нашей позицией согласуются и данные, полученные Дж.Ванденбергхе и К.Кассе [19] при исследованиях циклически расположенных горизонтов псевдоморфоз в опорном разрезе Гров на севере Нидерландов (рис. 17).

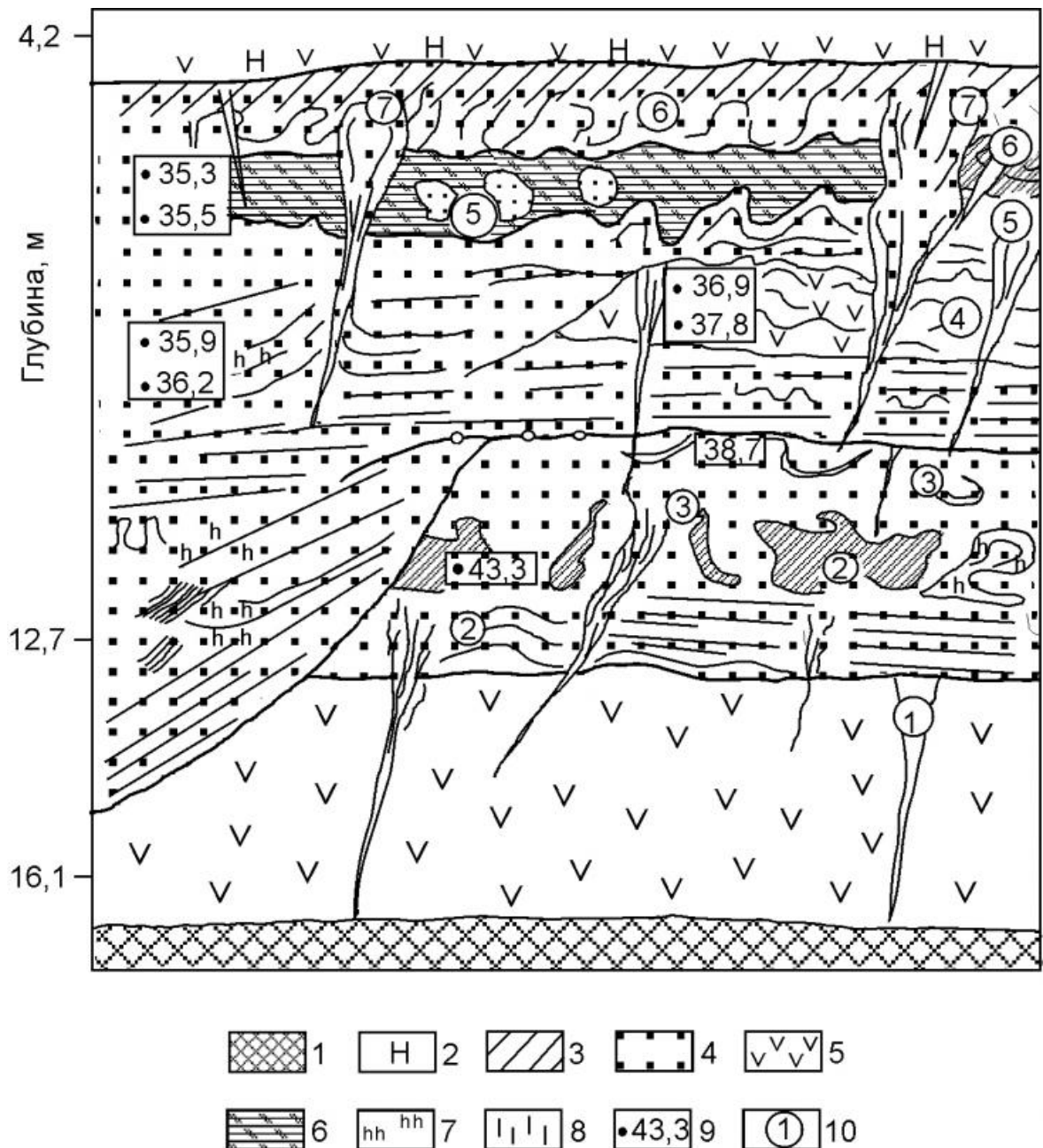


Рис. 17. Ярусное (циклитное) залегание псевдоморфоз в позднеплейстоценовой толще в разрезе Гров на севере Нидерландов (53°с.ш., 5° в.д.). Дж.Ванденбергхе и К.Кассе [19] выделяют 7 перигляциальных циклов (цифры в кружках): 1 – >43,3 тыс. лет назад, 2 – от 43,3 до 38,7 тыс. лет назад, 3 – от 38,7 до 37,7 тыс. лет назад, 4 – от 36,9 до 35,5 тыс. лет назад, 5 – менее 35,3 тыс. лет назад и еще две стадии с трудно определяемым интервалом.

1 – морена заальская; 2 – голоценовый торф и глина; 3 – голоценовый подзол; 4 – песок; 5 – торф; 6 – ил; 7 – гумус; 8 – оглеение; 9 – радиоуглеродные даты; 10 – перигляциальные (мерзлотные) уровни

Дж.Ванденбергхе и К.Кассе [19] предложили модель воздействия флювиального фактора на развитие многолетнемерзлых структур. Они замечают, что осадконакопление на пойме носит циклический характер.

Здесь сначала накапливаются пески, принесенные потоками воды, затем следует период снижения скоростей течения, и в условиях стоячей воды накапливаются супеси и опесчаненные суглинки. Наконец в условиях остаточного водоема накапливаются

органические илы и торф. В течение последней фазы происходит формирование ледяных жил. Это развитие продолжается до следующего вторжения речных вод. Пески откладываются в то же время, когда мерзлые породы протаивают в результате вторжения речных вод. Ледяные жилы предыдущей фазы протаивают, так же как и верхняя часть мерзлых осадков, таким образом, ледяные жилы трансформируются в псевдоморфозы и образуются в верхней части осадков.

Седиментационный цикл продолжается отложением тонких болотных фракций до тех пор, пока многолетнемерзлые породы по крайней мере частично не исчезнут в зависимости от их мощности и длительности периода наступления речных вод. Такой двухфазовый цикл для разреза Гров был отмечен, по меньшей мере, семь раз. Частая встречаемость насыщенных органикой болотных осадков позволяет детально датировать события. Это особенно относится к циклам 2,3,4, которые находятся как раз между радиоуглеродными датировками. Впечатляет то, что перигляциальные циклы 3 и 4 и параллельные им седиментационные циклы длились очень короткое время: менее чем 0,9 тысяч лет и 1,4 тысячи лет соответственно [19].

Рост ледяных жил в условиях позднеплейстоценовых перигляциальных речных пойм прерывался фазами подтопления с частичным протаиванием мерзлоты. Когда пойма осушалась, погребенные остатки ледяных жил активизировались. Псевдоморфозы одного уровня находятся над головами псевдоморфоз более древнего уровня и частично проникают в них (см. рис. 17).

Дж.Ванденбергхе и К.Кассе отмечают, что этот механизм циклического роста сингенетических жил отличается от классического формирования сингенетических повторно-жильных льдов, который характеризуется более постоянным осадконакоплением и одновременным ростом повторно-жильных льдов.

Выводы

1. Уточнена иерархия основных типов циклитности, наблюдаемых в изученных синкриогенных толщах.
2. Установлена длительность микро-, мезо- и макроциклов при формировании едомных толщ долины Майна.
 - а - циклитного полигонально-жильного комплекса в разрезе озерной толщи Ледового обрыва.
 - б - гетероциклитного полигонально-жильного комплекса в разрезе едомной толщи Ледового обрыва.
 - в - гетероциклитного полигонально-жильного комплекса в разрезе Усть-Алганского обрыва.
3. 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.
4. 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.

5. В едомных толщах Ледового и Усть-Алганского обрывов выделено 7 мезокриоциклитов, 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.

Библиография

1. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав повторно-жильных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций): В 2 т. – М.: Отдел теоретических проблем РАН, МГУ, ПНИИИС, 1992, Т.1. 420 с.; Т. 2, 264 с. (Vasil'chuk Yu. K. 1992: Oxygen isotope composition of ground ice (application to paleogeocryological reconstructions). Volume 1, 420 pp., Volume 2, 264 pp. Theoretical Problems Department, Russian Academy of Sciences and Lomonosov Moscow University Publications, Moscow).
2. Втюрин Б.И. Криогенное строение четвертичных отложений (на примере Анадырской низменности). М.: Наука, 1964, 152 с.
3. Гасанов Ш.Ш. Строение и история формирования мёрзлых пород Восточной Чукотки. М.: Наука, 1969, 168 с.
4. Дорт-Гольц Ю.Е. Особенности формирования позднеплейстоценового едомного комплекса на юго-востоке Чукотки // Мерзлотно-геологические процессы и палеогеография низменностей Северо-Востока Азии. ДВНЦ. СВКНИИ. Магадан. 1982. с.75–86.
5. Карагодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1982, 242 с.
6. Каплина Т.Н. Закономерности развития криолитогенеза в позднем кайнозое на аккумулятивных равнинах Северо-Востока Азии / Дисс. д-ра геол.-мин. наук. Якутск. 1986. 475 с.
7. Каплина Т.Н., Шер А.В. Криогенное строение, условия формирования и возраст констративной аллювиальной свиты Сыпного Яра на Индигирке // Мерзлые породы и снежный покров. М.: Наука, 1977, с. 27–41.
8. Котов А. Н. Полифациальный комплекс позднеплейстоценовых син- и эпикриогенных отложений долины р. Майн (Чукотка) // Проблемы геокриологии. М. 1988, с. 108–115.
9. Котов А.Н., Рябчун В.К. Криогенный комплекс позднеплейстоценовых отложений долины р. Майн, часть 1: Ледовый Обрыв, Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1986, 54 с.
10. Ложкин А.В., Котов А.Н., Рябчун В.К. Особенности палеоботанической характеристики и радиоуглеродное датирование осадков Ледового Обрыва (юго-восток Чукотки) // Берингия в четвертичный период. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000, с. 118–131.
11. Мелекесцев И.В., Глушкова О.Ю., Кирьянов В.Ю., Ложкин А.В., Сулержицкий Л.Д. Происхождение и возраст Магаданских вулканических пеплов // Доклады Академии Наук, 1991, том 317, №5, с. 1188–1192.
12. Нейштадт М. И., Тюлина Л. Н. К истории четвертичной и послечетвертичной флоры р. Майн, притока Анадыря // Тр. Аркт. ин-та 1936. N 40, с. 82–104.
13. Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки / Под ред. Каплина П.А. М.: Наука, 1980, 295 с.
14. Свиточ А.А. Новейшие отложения долины р. Майн (Чукотка) и условия их

- образования // Доклады Академии Наук. 1975, том 224, № 3, с. 665–668.
15. Томирдиаро С.В. Эолово-криогенная природа отложений едомного комплекса на Северо-Востоке СССР // Материалы Всесоюзного совещания по мерзлотоведению. М.: Изд-во МГУ. 1970, с. 106–108.
 16. Kuzmina S.A., Sher A.V., Edwards M.E., Haile J., Yan E.V., Kotov A.N., Willerslev E. 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
 17. Schirmermeister L., Grosse G., Schwamborn G., Andreev A. A., Meyer H. et al. Late Quaternary history of the accumulation plain north of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia): a multidisciplinary approach // *Polar Geography*, 2003, vol. 27, N4, p. 277 – 319.
 18. Schirmermeister L., Oezen D., Geyh M.A. 230Th/U Dating of Frozen Peat, Bol'shoy Lyakhovsky Island (Northern Siberia) // *Quaternary Research*, 2002, vol. 57, p. 253–258.
 19. Vandenberghe J., Kasse C. Periodic ice-wedge formation and Weichselian cold – climate floodplain sedimentation in the Netherlands // *International Conference of Permafrost, 6th, Beijing, China, 5–9 July 1993. Proceedings. Vol. 1.* Brown, J., et al. (eds). South China University of Technology Press. Guangzhou, China, 1993, p. 643–647.
 20. Vasil'chuk Yu. K. Syngenetic ice wedges: cyclical formation, radiocarbon age and stable-isotope records // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2013, vol. 24, iss. 1, p. 82–93. DOI: 10.1002/ppp.1764
 21. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C. Ice wedges in the Mayn River valley and winter air paleotemperatures in the Southern Chukchi Peninsula at 38-12 Kyr BP // *Kriosfera Zemli (Earth's Cryosphere)*. 2017. Vol. XXI. No. 5, P. 24–35. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-5(27-41)
 22. Willerslev E., Davison J., Moora M., Zobel M., Coissac E., Edwards M.E., Lorenzen E.D., Vestergård M., Gussarova G., Haile J., Joseph 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. V. 506, p. 47–51.