

ПАЛЕОКЛИМАТ

УДК [551.8+551.248.2](517.1)

ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В КОНЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА  
И ГОЛОЦЕНЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТОДЖИНСКОЙ ВПАДИНЫ  
(Восточная Тува)

С.Г. Аржанников, С.В. Алексеев, А.В. Глызин\*, Н.В. Кулагина, **Н.В. Игнатова**, Л.А. Орлова\*\*

*Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

*\* Байкальский музей СО РАН, 664520, п. Листвянка, ул. Академическая, 1, Россия*

*\*\* Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

На основе комплексного изучения озерно-речных отложений в западной части Тоджинской впадины дана реконструкция развития природной среды данной территории в позднечетвертичное время.

Выявлены причины, условия и время резких изменений условий осадконакопления. Получены данные о тектонической активности Таскыльского разлома в голоцене. Катастрофические последствия землетрясений отразились на условиях осадконакопления, а низкотемпературный режим грунтов позволил сохранить в первозданном виде ритмичную пачку отложений Мерзлого Яра. Уникальная обстановка прерывистой седиментации с реперами из хорошо сохранившейся древесины, а также сингенетический повторно-жильный лед позволили абсолютно датировать время образования горизонтов и проследить изменения климата в голоцене на отрезках произрастания погребенных деревьев.

*Палеоземлетрясение, палеозеро, озерно-речные отложения, погребенные почвенно-растительные горизонты, многолетняя мерзлота, повторно-жильный лед, Восточная Тува.*

THE LATE PLEISTOCENE–HOLOCENE CLIMATE HISTORY IN THE WESTERN TODZHA BASIN  
(Eastern Tuva)

S.G. Arzhannikov, S.V. Alekseev, A.V. Glyzin, N.V. Kulagina, **N.V. Ignatova**, and L.A. Orlova

The Late Quaternary history of climate and deposition environments in the western Todzha basin has been reconstructed from the respective lacustrine and fluvial deposits. Data from sedimentary sections have provided clues to the causes and timing of sudden deposition changes, including those associated with Holocene tectonic activity in the Taskyl fault. Especially informative are permafrost, diatom, spore-pollen, and tree-ring data from a section at the Merzlyi Yar locality, where frozen ground has preserved the pristine rhythmic pattern of sediments. The Merzlyi Yar section stores a record of dramatic consequences of large earthquakes generated by the fault, which produced a large damlake. The revealed pattern of discontinuous limnic deposition, with prominent tree markers and syngenetic ice wedges, places exact constraints on the stratigraphy of the section and allows its correlation with Holocene climate events within the intervals of fossil soils and vegetation.

*Paleoearthquake, damlake, lacustrine-fluvial deposits, fossil soil, frozen ground, ice wedge, Eastern Tuva*

ВВЕДЕНИЕ

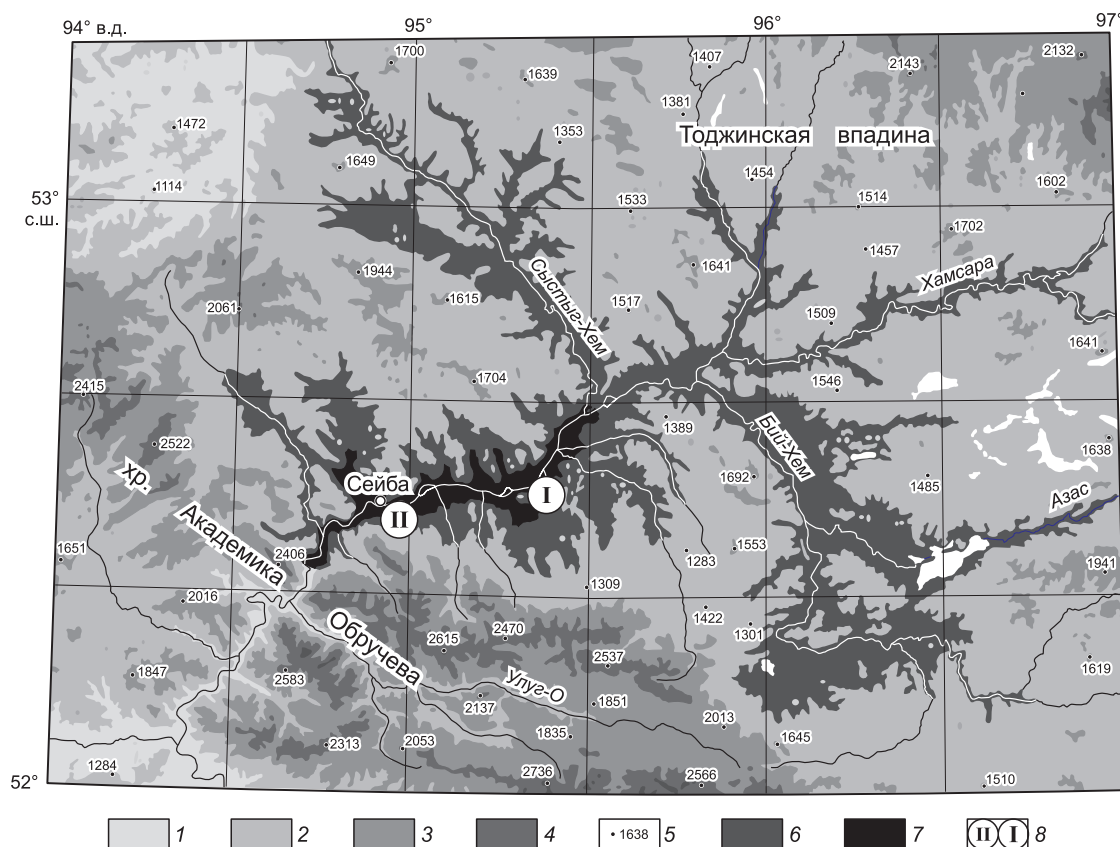
Четвертичное время в истории Земли является эпохой глобальной перестройки природной среды, проявившейся в развитии оледенений, активизации тектонической, сейсмической и вулканической деятельности. Значительные изменения рельефа и климата явились результатом сложного взаимодействия как внешних (космических), так и внутренних (эндогенных) земных источников. При этом характерной особенностью четвертичной эволюции является периодичность в разных ее проявлениях. Цикличность климата и тектонических движений отражена в отложениях седиментационных бассейнов. Изучая их, мы получаем длинные ряды наблюдений, что очень важно при палеогеографических построениях. Уникальными в этом плане являются позднплейстоцен-голоценовые отложения западной части Тоджинской впадины.

## ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОЗЕРА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТОДЖИНСКОЙ ВПАДИНЫ И ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

В ходе изучения и реконструкции палеогеографической обстановки западной части Тоджинской впадины были получены данные [Чудинов, 1959; Гросвальд, 1965; Орлова, 1980; Ямских, 1983; Аржанников и др., 2000], которые свидетельствуют о существовании двух самостоятельных подпорных озер в конце среднего—позднем плейстоцене и в конце позднего плейстоцена—голоцене (рис. 1). Их образование связывается с активным воздыманием хр. Таскыл, который является составной частью хр. Академика Обручева [Чудинов, 1959, Аржанников, 2000; Komatsu et al., 2009].

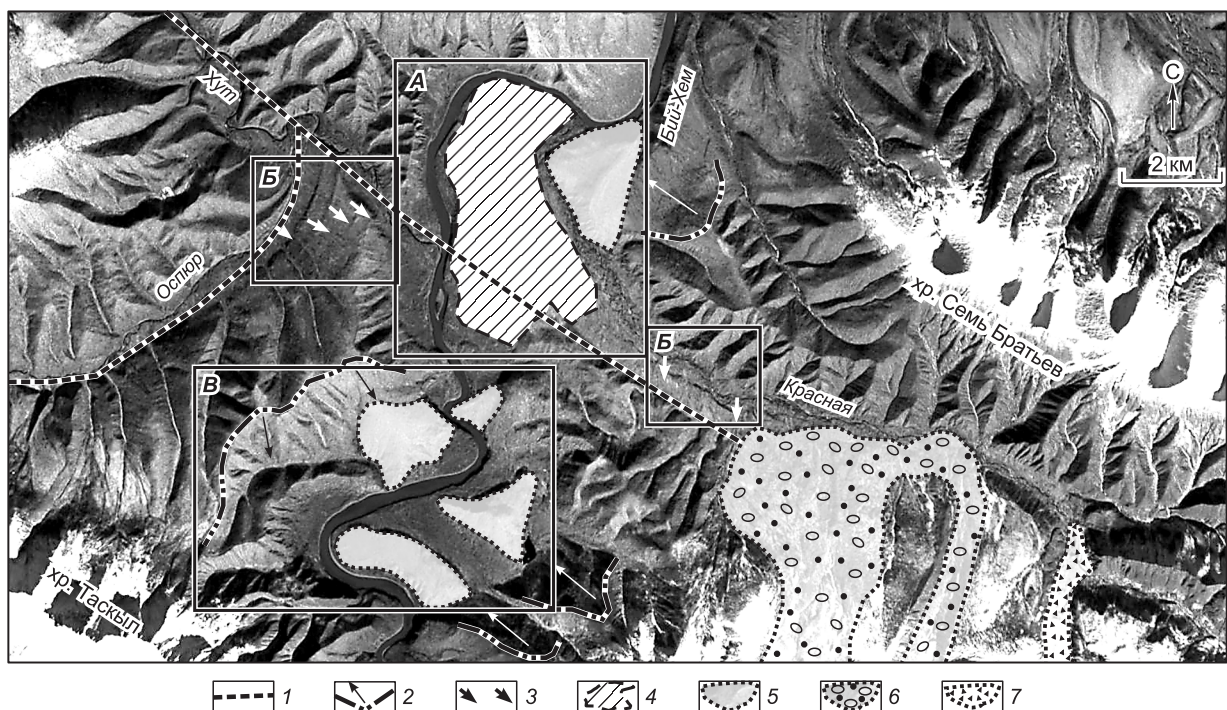
По данным Ю.В. Чудинова [1959], среднепозднеплейстоценовое подпрудное озеро занимало площадь в 2000 км<sup>2</sup> и достигало глубины 250 м. Осадки, накопившиеся за время существования озера, представлены серыми и желтоватыми супесями и желтовато-бурыми суглинками. Они покрывают различные геоморфологические уровни и залегают с резким контактом в долинах боковых притоков, на склонах и водоразделах. Отложения имеют мощность от 1 до 3 м. Относительное превышение максимального уровня сплошного чехла таких осадков составляет 250 м над современным урезом р. Бий-Хем (р. Большой Енисей). На верхней границе осадков в строении появляются прослои, обогащенные растительным детритом. Возникает впечатление, что образование верхнего супесчаного горизонта, покрывающего сплошным чехлом территорию до абсолютных отметок в 1000 м и более, происходило в единых озерных условиях. Подтверждением высокого стояния воды в палеозере могут служить следы абразионной деятельности в виде клифов и фрагментов террас на относительных высотах 250 и 50—100 м [Чудинов, 1959].

На наш взгляд, могут рассматриваться две причины возникновения среднепозднеплейстоценового палеозера. Это могли быть ледник или обвал. Вероятность образования ледяной плотины высотой в 250 м очень низка [Гросвальд, 1965]. Формировавшиеся в хр. Таскыл ледники имели малую мощность и не выходили в долину Бий-Хема. Мы считаем, что такую возможность исключать нельзя, потому что в



**Рис. 1. Схема района подтопления в среднем—позднем плейстоцене и голоцене западной части Тоджинской впадины и местоположение разрезов голоценовых отложений 20-метровой террасы (I) в урочище Мерзлый Яр и 4-метровой террасы (II), расположенной в 5 км выше пос. Сейба.**

1—4 — абсолютная гипсометрия рельефа (м): 1 — 1000—1200; 2 — 1200—1500; 3 — 1500—2000; 4 — 2000—2500; 5 — абсолютная высота рельефа (м); 6 — территория, занимаемая среднепозднеплейстоценовым подпорным озером; 7 — территория, занимаемая позднеплейстоцен-голоценовым подпорным озером; 8 — номера разрезов позднечетвертичных отложений.



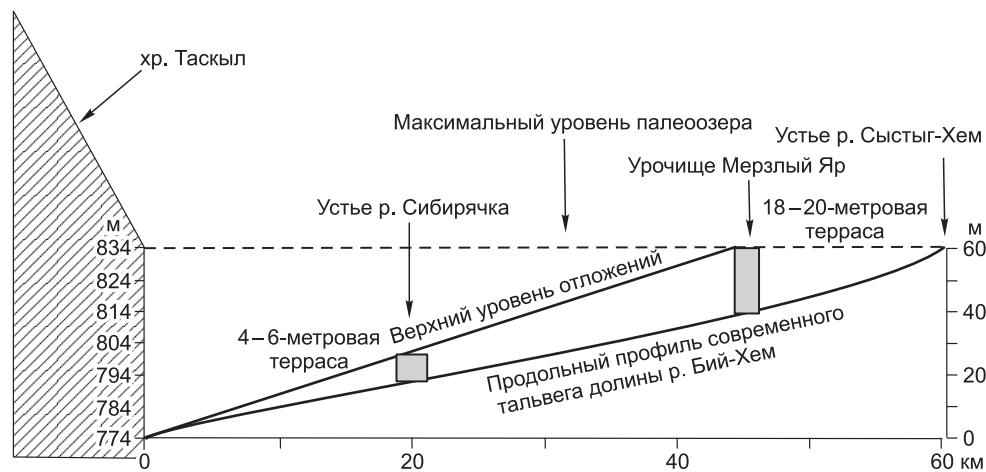
**Рис. 2. Фрагмент космоснимка Aster района формирования подпора Тоджинских палеозер.**

*А* — область расположения древнего обвала или конечной морены(?) и, возможно, блока-оползня, отвечающих за подпор средне-позднеплейстоценового озера; *Б* — серия террас в долине р. Оспюр; *В* — область расположения блоков-оползней, отвечающих за подпор позднеплейстоцен-голоценового озера.

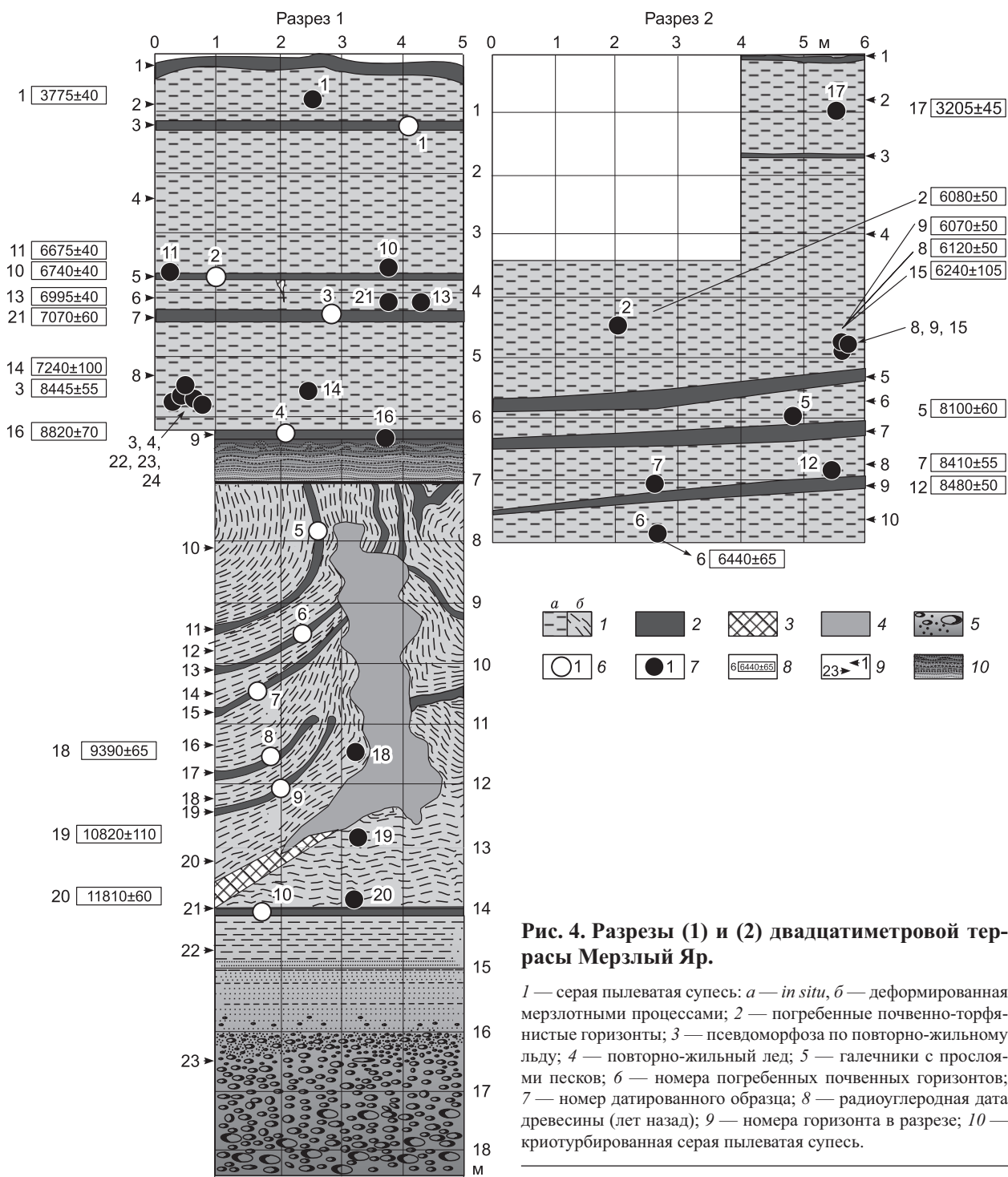
1 — сейсмогенерирующий разлом; 2 — линия отрыва блоков-оползней и направление их смещения; 3 — стрелками показан комплекс террас по долине рек Оспюр и Красная, отражающих тектоническую активность хр. Таскыл; 4 — возможный фрагмент обвала или конечная морена, формировавших подпор р. Бий-Хем в среднем(?)—позднем плейстоцене; 5 — блоки-оползни, возможно, формировавшие подпор р. Большой Енисей; 6 — ледниковые отложения; 7 — обвалы.

долине р. Красная дешифрируются ледниковые формы рельефа более крупные, чем формы, оставшиеся после сарганского этапа оледенения.

Судя по однородности отложений, осадконакопление происходило в спокойных условиях в течение длительного промежутка времени. Это свидетельствует о стационарности подпора и одноактности события, повлекшего образование палеоводоёма. При изучении района подтопления в устье р. Красная был обнаружен крупный обвал площадью в несколько квадратных километров [Ямских, 1993б]. Данный факт также может рассматриваться как одна из причин образования позднеплейстоценового озера (рис. 2, *А*). Абсолютная высота эродированной поверхности обвала изменяется от 800 до 1000 м, что хо-

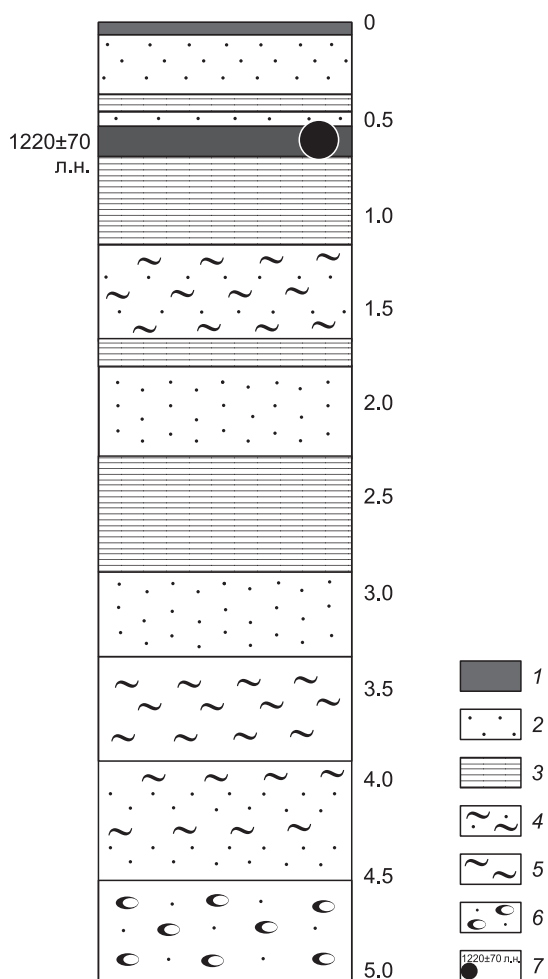


**Рис. 3. Реконструкция позднеплейстоцен-голоценового палеозера и предположительный уровень осадков в его акватории.**



рошо согласуется с уровнем озерных осадков во впадине. Значительное снижение, а может быть, и окончательный спуск палеозера произошел не позднее  $20\,400 \pm 200$  лет назад. Эта дата массового скопления костей млекопитающих в основании разреза 18—20-метровой террасы (абсолютная отметка 815 м) в урочище Мерзлый Яр [Ямских, 1993а].

Площадь позднеплейстоцен-голоценового палеозера намного уступала площади среднепозднеплейстоценового палеозера и составляла 297 и 4245 км<sup>2</sup> соответственно (см. рис. 1). Его глубина достигала 60 м при максимальной длине — 60 км. Палеозеро (рис. 3) начиналось (снизу вверх по течению р. Бий-Хем) в 2 км ниже устья р. Хут (абс. отм. 774 м) и заканчивалось в районе устья р. Сыстыг-Хем (абс. отм. 834 м). В пределах акватории палеозера наблюдаются озерно-речные отложения в разрезах 18—20-метровой террасы (урочище Мерзлый Яр расположено в 13 км от палеоустья р. Бий-Хем) и 4—6-



**Рис. 5. Разрез отложений 4—6-метровой террасы в устье р. Сибирячка.**

1 — почвы и торф; 2 — песок; 3 — глина; 4 — супесь; 5 — суглинок; 6 — галечник с песчаным заполнителем; 7 — образец торфа и радиоуглеродная дата.

метровой террасы (устье р. Сибирячка, левый приток р. Бий-Хем, расположено в 40 км от палеоустья р. Бий-Хем). Урочище Мерзлый Яр представляет собой фрагмент 18—20-метровой террасы р. Бий-Хем протяженностью 700 м. Ширина террасы составляет 2 км и имеет незначительный наклон в сторону реки. Разрез состоит из супесчаных, песчаных отложений и погребенных торфяников с пнями деревьев. Имеется большое количество перемещенных стволов и обломков деревьев. Толща отложений полностью заморожена и разбита клиньями повторно-жильных льдов (рис. 4). Терраса высотой 4—6 м, расположенная в районе устья р. Сибирячка, сложена аллювиальными песками, глинами и суглинками. Характерной особенностью является перерыв в накоплении, маркируемый торфянистым слоем с включениями древесных остатков (рис. 5).

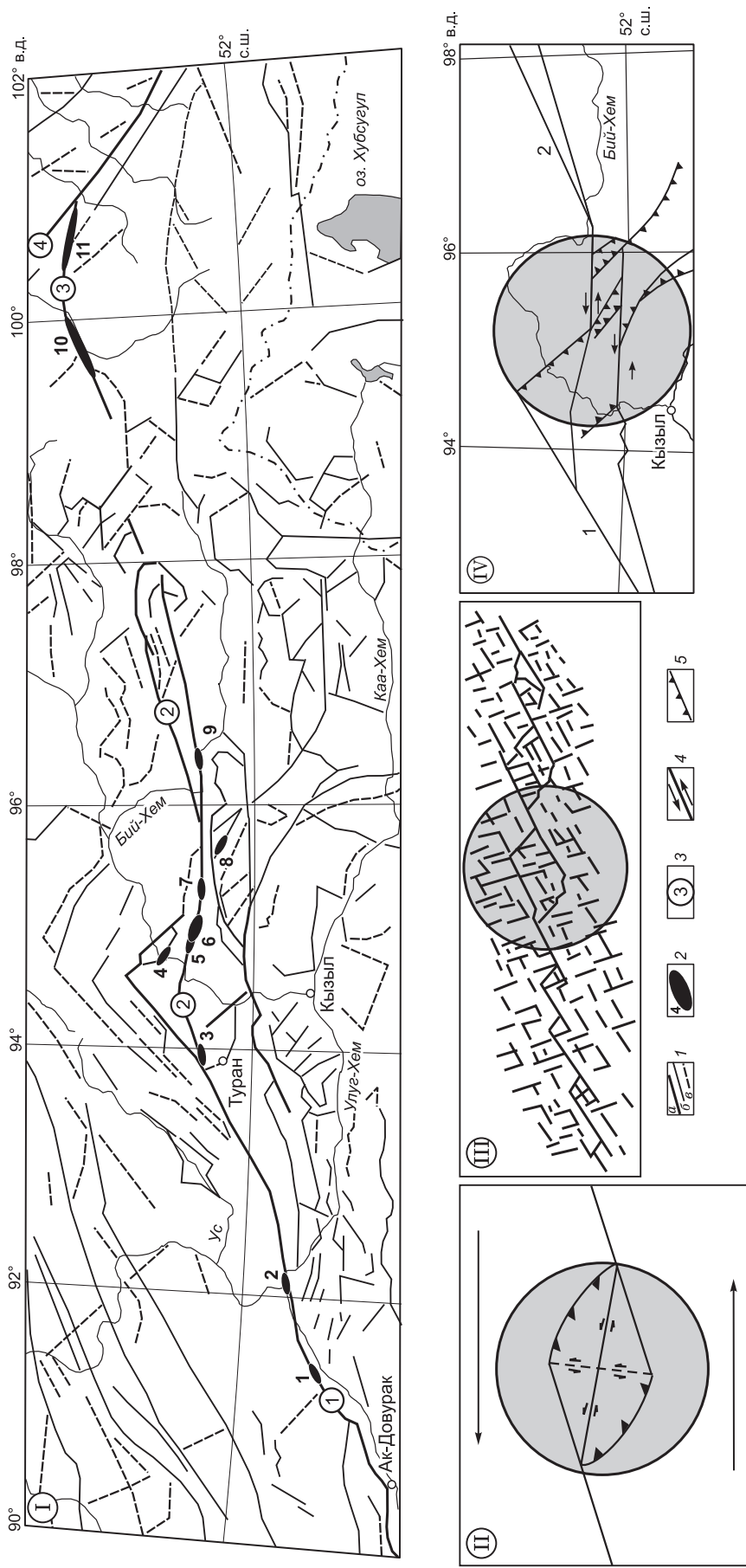
Динамика течений в палеоозере определяла неравномерность распределения осадков. Наиболее быстро осадконакопление происходило в приустьевой части р. Бий-Хем, впадавшей в палеоозеро. Формировалась дельта, которая продвинулась на значительное расстояние в глубь палеоозера. На больших расстояниях от палеоустья р. Бий-Хем энергия водного потока снижалась, скорость течения падала, что способствовало переносу главным образом обломков глинистой и суглинистой фракции. В результате различия скорости потока в продольном про-

филе палеоозера мощность озерно-речных отложений в урочище Мерзлый Яр составила 15 м, а в районе реки Сибирячка — 3.5 м.

Колебания уровня палеоозера существенно отразились на осадконакоплении в районе урочища Мерзлый Яр (терраса 18—20 м) и в малой степени — на осадконакоплении в районе устья р. Сибирячка (терраса 4—6 м). Понижение уровня воды в палеоозере фиксируется почвенными и торфянистыми горизонтами в разрезе 18—20-метровой террасы (см. рис. 4) и увеличением размерности отложений в 4—6-метровой террасе (см. рис. 5). Повышение уровня озера приводило к погребению почвенных и торфянистых горизонтов в 18—20-метровой террасе и уменьшению размерности отложений в 4—6-метровой террасе [Аржанников и др., 2000].

Периодическое подтопление долины р. Бий-Хем и образование палеоозера в конце плейстоцена—голоцене в пределах западной части Тоджинской впадины могло быть связано с двумя факторами: тектоническим и климатическим. Среди климатических причин, способных повлиять на режим речного стока, можно выделить увлажнение и похолодание. В первом случае происходит увеличение количества годовых осадков и как следствие периодическое повышение уровня воды в реках, во втором — формирование ледников или их активизация (продвижение) приводит к подпору речного стока в основных долинах. Площадь голоценового палеоозера составляла 297 км<sup>2</sup>, при наиболее высоком уровне воды 834 м. Соответственно максимальный объем палеоозера мог достигать 7—8 км<sup>3</sup>. Современный среднегодовой расход воды в устье р. Бий-Хем составляет 591 м<sup>3</sup>/с, а весенне-летний 874 м<sup>3</sup>/с [Мальцев, 1975]. Для того чтобы сформировать озеро, аналогичное голоценовому, потребовалось бы от 105 до 156 дней при условии полного блокирования стока в устье или увеличение среднегодового расхода в 30 раз. Данные расчеты показывают, что только за счет повышения расхода воды при увеличении влажности и количества осадков невозможно поднять уровень р. Бий-Хем настолько, чтобы сформировать долгоживущее палеоозеро.

Физико-географическое положение района исследований, абсолютные отметки горных хребтов, площади распространения сартанских ледников, отсутствие ледниковых отложений в районе подпора также исключают и ледниковую составляющую в образовании голоценового озера в Тоджинской впадине.



**Рис. 6. Структурная модель деформации области сочленения Саяно-Тувинского и Оттутгайгино-Азасского разломов.**

I — карта активных разломов и палеосейсмодислокаций Центральной Тувы; II — возможная структурная модель разрушения дуплекса сжатия [Разломообразование..., 1991]; III — одна из стадий формирования сдвиговой зоны с постепенным разрушением неровностей и перемычек [Ружич, 1997]; IV — схема разломов с элементами кинематики северо-западной части хр. Академика Обручева, зоны сочленения Саяно-Тувинского (1) и Оттутгайгино-Азасского (2) разломов.

1 — разломы, активные в кайнозое; а — региональные, б — локальные, в — предположительно активные; 2 — палеосейсмодислокации и их номера; 3 — номера разломов; 4 — сдвиги; 5 — надвиги.

Номера и названия разломов: 1 — Саяно-Тувинский; 2 — Оттутгайгино-Азасский; 3 — Окино-Жомболокский; 4 — Главный Саянский.

Номера и названия палеосейсмодислокаций: 1 — Алды-Ишкин; 2 — Уттуг-Дурт; 3 — Верхнетуранская; 4 — Таскыльская; 5 — Узун-Хем; 6 — Устук-Кара-Суг; 7 — Кара-Холь; 8 — Ат-Чол-Дуг; 9 — Колура-Холь; 10 — Окинская I; 11 — Окинская II.

Вторым фактором, способным в корне изменить существовавшую динамику речного стока, является тектоника. Система региональных разломов в пределах исследуемой территории характеризуется в основном сдвиговой и взбросовой кинематикой [Аржанников, 2000, 2007]. Так, крупная система разломов северо-восточного простирания, которая начинается на западе в пределах Шапшальского хребта и протягивается вплоть до Главного Саянского разлома в Восточном Саяне, имеет фрагменты голоценового сейсмогенного обновления с преобладающей сдвиговой кинематикой [Чипизубов, 1990; Аржанников, 2000]. В эту систему входят Саяно-Тувинский, Оттугтайгино-Азасский и Окино-Жомболокский разломы (рис. 6, I). Кулисообразное размещение в плане основных линеаментов системы разломов, их сегментированность свидетельствуют о незавершенности формирования единой зоны разлома. В местах сочленения активно развиваются присдвиговые дуплексы, которые в свою очередь также имеют характерный кинематический набор разломов (см. рис. 6, II). Так, зона сочленения Саяно-Тувинского и Оттугтайгино-Азасского разломов является классическим примером области прорабатывания и разрушения межразломной перемычки (см. рис. 6, III). Сдвиговые перемещения с левосторонней компонентой по упомянутым разломам привели к воздыманию (в зоне их сочленения) хр. Таскыл, который ограничен взбросовыми разломами северо-западной ориентировки. Активная стадия формирования присдвигового дуплекса привела не только к взбросовым перемещениям, но и к субширотному левостороннему сдвигу в самом хр. Таскыл (см. рис. 6, IV). Сейсмогеологические исследования, проведенные в хребтах Таскыл и Оттуг-Тайга, показали высокую степень сейсмической активности в голоцене. Серия сильнейших землетрясений в зоне Оттугтайгино-Азасского разлома привела к полному перекрытию некоторых долин с образованием подпорных озер. Высота некоторых обвалов достигала 150 м в высоту, а их суммарный объем приближался к  $1 \text{ км}^3$  [Аржанников, 2000]. Активизация тектонической деятельности произошла в конце плейстоцена не ранее  $11\,810 \pm 60$  лет назад (дата погребенного пня дерева *in situ* в самом нижнем почвенном горизонте террасы Мерзлый Яр) и, возможно, продолжалась до  $1220 \pm 70$  (Beta-107352) лет назад (дата торфянистого горизонта в 6-метровой террасе в долине р. Бий-Хем).

#### ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ, ДИАТОМОВЫЕ, ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ И ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО РАЗРЕЗУ МЕРЗЛЫЙ ЯР

Мощность мерзлых пород разреза Мерзлый Яр превышает 15 м, а их температура на подошве слоя годовых теплооборотов составляет  $(-2.3) \text{ }^\circ\text{C}$  [Климовский, Шац, 1975]. К началу сентября глубина протаивания на залесенной (кедр, лиственница) поверхности террасы достигает 0.7 м, а на ее уступе — 1.2 м. Терраса расчленена серией как временных, так и постоянных водотоков. Расположение эрозионных врезов имеет определенную закономерность, на что указывали И.В. Климовский, М.М. Шац [1975] и связывали эту закономерность с наличием в теле террасы повторно-жильных льдов (ПЖЛ) двух—трех генераций.

При вскрытии уступа террасы на глубине 7.6 м была обнаружена реликтовая ледяная жила мощностью 5.4 м (см. рис. 4). Морфология повторно-жильного льда и особенности строения вмещающих пород имеют ряд характерных признаков, позволяющих с достаточной уверенностью говорить о сингенетическом развитии жилы, а именно: а) большая вертикальная мощность ПЖЛ; б) сложная форма ПЖЛ, извилистые боковые контакты и неравномерное изменение ширины жилы по глубине (ярусность строения); в) «припаивание» к боковым контактам ПЖЛ шпиров (поясков) сегрегационного льда вмещающих отложений, причем пояски «посажены» на уступы (плечи) по бокам жилы; г) крупная пузырчатость льда, причем газовые включения имеют форму сферических пузырьков, вытянутых по вертикали в виде цепочек; д) большая примесь грунтовых частиц и растительных остатков во льду; е) крутой изгиб слоев вмещающих отложений около ПЖЛ; ж) наличие линз торфа в разрезе; з) в целом однообразные фациальные условия накопления отложений.

По химическому составу лед относится к хлоридно-гидрокарбонатному классу группы магния и кальция. Минерализация расплава в верхней части жилы составляет 60.5, в средней — 57.6, а в нижней —  $74.9 \text{ мг/дм}^3$ . Из второстепенных компонентов присутствуют  $\text{SO}_4^{2-}$  — 2.0,  $\text{F}^-$  — 0.1,  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  —  $2.0 \text{ мг/дм}^3$ . Бром и бор не обнаружены [Алексеев и др., 2005].

Диатомовым анализом осадков разреза Мерзлый Яр (рис. 7) идентифицировано около 70 видов, разновидностей и форм пресноводных диатомовых водорослей, обитающих в современных водоемах. В целом флора палеоводоема имеет ярко выраженный бентический характер, что указывает на незначительные прибрежные глубины палеобассейна. Типично планктонные формы отсутствуют, так как незначительная глубина водоема исключает возможность парящего, планктонного образа жизни. Диатомеи бентоса подразделяются на донные (70 %) и обрастания (30 %). Донные диатомовые водоросли представлены видами родов: *Stauroneis Ehr.*, *Navicula Bory*, *Pinnularia Ehr.*, *Caloneis Cl.*, *Hantzschia Grun.*, *Nitzschia Hass.* Диатомовые обрастания представлены видами родов: *Meridion Ag.*, *Fragilaria Lyngb.*, *Synedra Ehr.*, *Actinella Lewis*, *Eunotia Ehr.*, *Achnanthes Bory*, *Cymbella Ag.*, *Gomphonema Ag.*, *Epithemia Breb.*, *Rhopalodia O. Mull.*

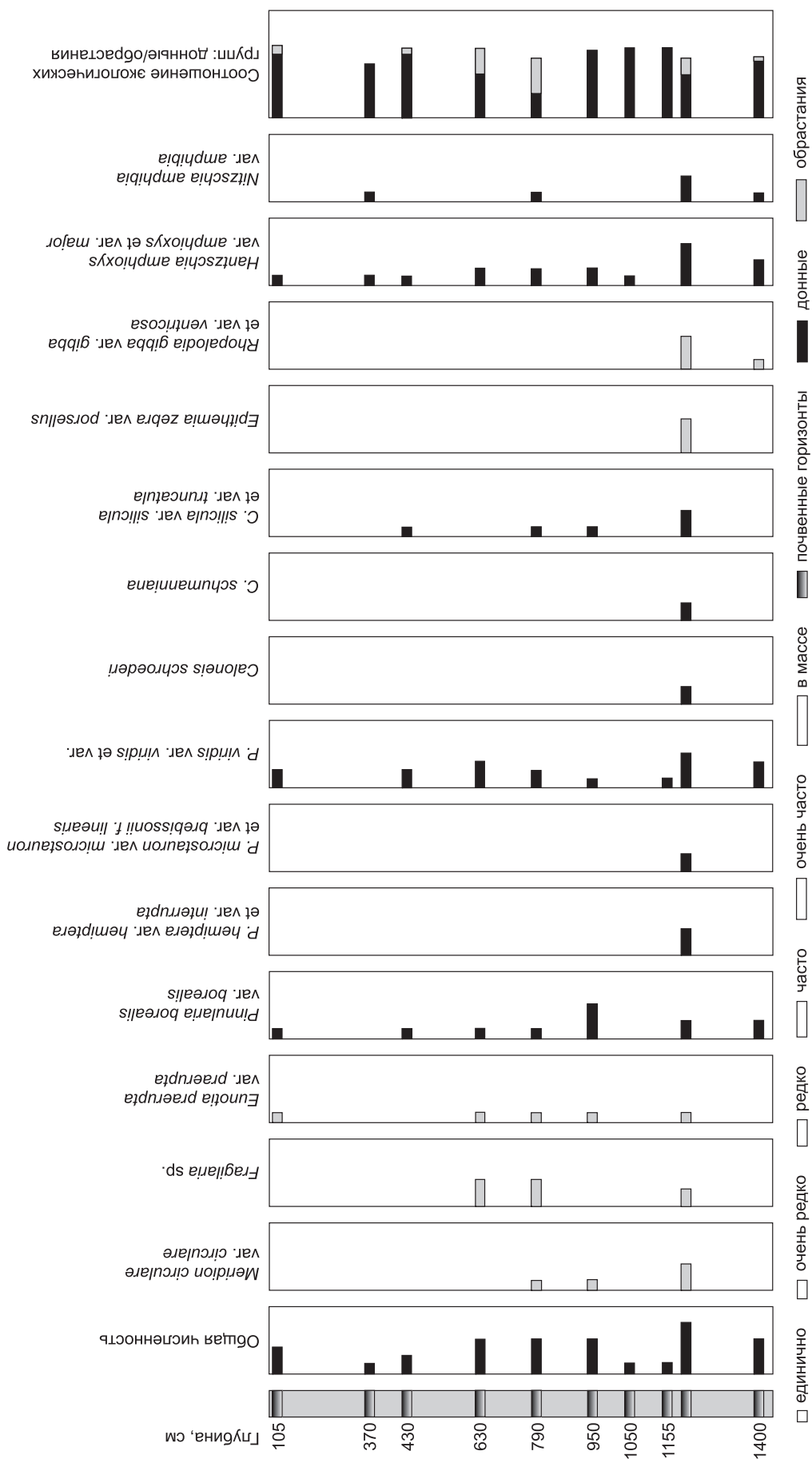


Рис. 7. Диагномовая диаграмма огложенных разрезов 1.



При экологической характеристике диатомовых водорослей немаловажное значение имеет их распределение в зависимости от концентраций солей в воде и активной реакции воды. Большинство видов, обнаруженных в осадочной толще — индифферентные виды (62 %), переносящие некоторое увеличение солености воды, не утрачивая при этом способности нормально развиваться. Они предпочитают водоемы с минерализацией 0.2—0.3 ‰. Большую часть видов диатомей составляют алка-лифилы (34 %), встречающиеся при pH = 7, с оптимальным распространением при pH > 7, и индиф-ферентные виды (31 %), развивающиеся как при щелочной, так и кислой реакции воды.

В составе исследованной диатомовой флоры преобладают бореальные виды — обитатели во-доемов умеренных широт (52 %). Значительную долю (30 %) составляет группа северо-альпийских диатомей — стенотермных, холодолюбивых, типичных для северных и горных водоемов. Космопо-литы, распространенные в водах земного шара, составляют всего 18 %. Таким образом, опираясь на результаты диатомового анализа, можно сказать, что развитие диатомовой флоры происходило в озерном бассейне олиготрофного типа, уровень которого неоднократно изменялся.

Палинологическое изучение террасы позволяет достаточно четко выделить три зоны (рис. 8). Пер-вая палинозона (обр. 22; интервал 14.05—14.65 м) характеризуется преобладанием пыльцы трав (66 %), принадлежащей гвоздичным, цикориевым, астровым и крестоцветным. Им сопутствуют эфедра, маре-вые, осоковые, бобовые и другие. Пыльца древесных пород (32 %) представлена елью, кедром. Присутс-твует пыльца пихты и сосны. Споры единичны. Растительный покров во время накопления супесей и песков, лежащих в основании разреза, был разрежен и сложен кедрово-еловыми редколесьями с приме-сью сосны, пихты; открытыми участками, занятыми пойменными лугами, остепненными сообществами и растительными группировками нарушенных субстратов, прирусловых галечников, отмелей. Очевидно, растительность находилась под влиянием сартанского оледенения.

Границы второй палинозоны (обр. 13-21; инт. 14.05—7.85 м) совпадают с горизонтом развития ле-дяной жилы. Главной ее особенностью является господство пыльцы ели. Участие других древесных по-род (пихта, кедр, сосна, березы) незначительно. Пыльца трав (астровые, осоковые, гвоздичные, валериа-на) и споры (гроздовник, плауны) единичны. Широкое распространение еловых лесов, что подтверждается и находками стволов елей, происходило в условиях относительного потепления и увели-чения влажности. Для нижней части интервала получены радиоуглеродные даты  $9390 \pm 65$ — $11\ 810 \pm 60$  л. н. Еловые леса сохраняли господствующее значение приблизительно до  $8820 \pm 70$  л.н. В других районах Восточной Сибири [Хотинский, 1977; Тарасов и др., 2002] расцвет еловых лесов отмечается в бореаль-ное время (8—9.5 тыс. л. н.). Вероятно, на фоне некоторого потепления значительно изменился режим увлажнения, что обусловило более раннее развитие еловых лесов на исследуемой территории.

По литологическим особенностям в слое 10 фиксируется размыв, во время которого происходит существенное изменение климатических условий в сторону иссушения. И как следствие, в третьей пали-нозоне (обр. 1-12; инт. 0.4—7.85 м) отмечается резкая смена эдификаторов — доминирует пыльца кедра. По видовому составу сопутствующей пыльцы намечается подразделение на три подзоны:

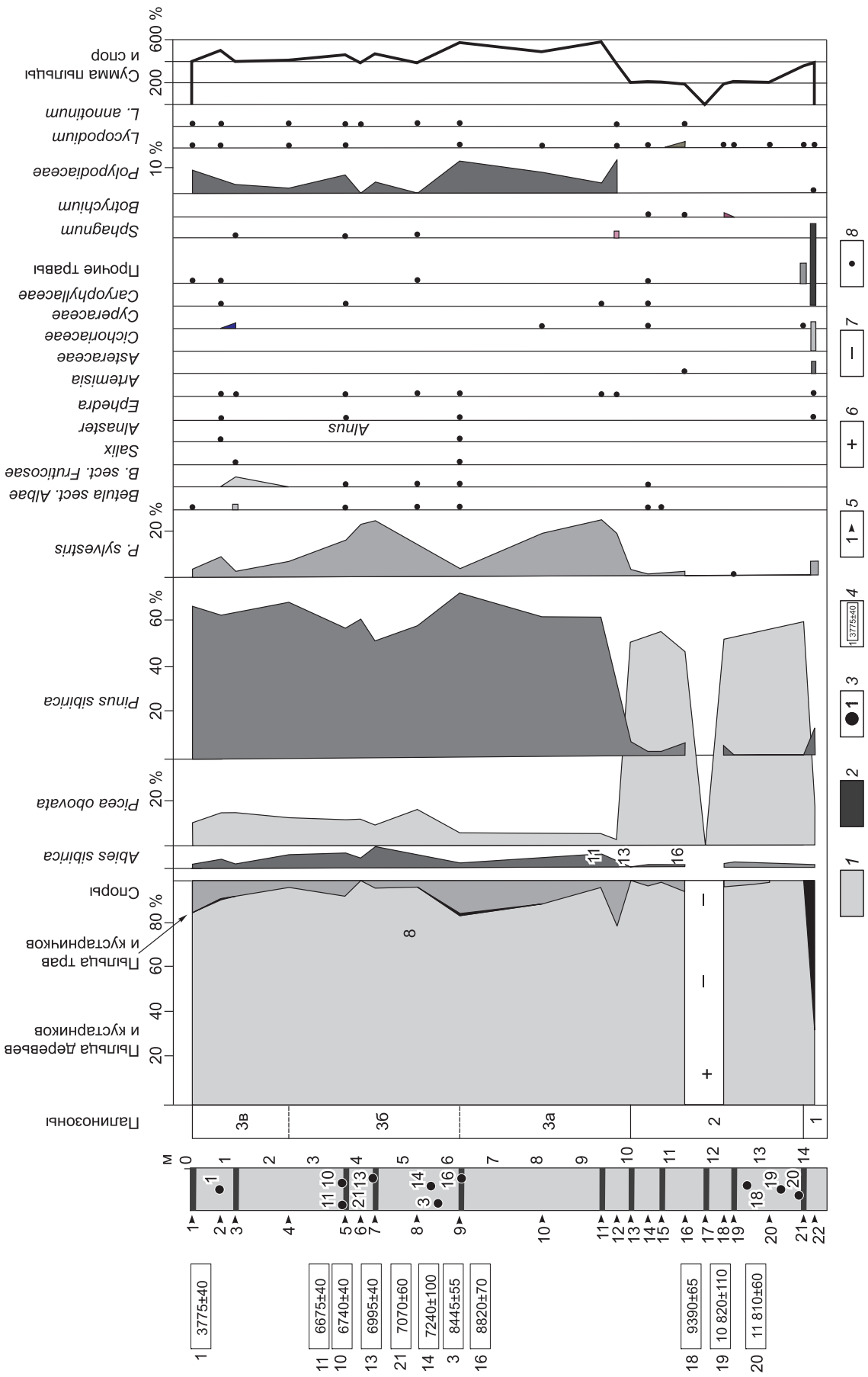
— 3а (обр. 10-12; инт. 5—7.85 м) — характеризуется небольшим содержанием пихты и ели — 2—6 %, значительным участием сосны (4—24 %) и спор, особенно папоротников (3—14 %). К данному ин-тервалу приурочены даты —  $8820 \pm 70$ ,  $8445 \pm 55$ ,  $7240 \pm 100$  л.н., относящиеся к бореально-атлантиче-скому периоду голоцена. В Восточной Сибири на рубеже ВО/АТ отмечается частичное сокращение ареала темнохвойных лесов под влиянием похолодания  $7900$ — $8300$  л.н. [Хотинский, 1977].

— 3б (обр. 5-9; инт. 2.5—5 м) — возрастает обилие пыльцы пихты (5—12 %), ели (10—16 %) и сосны (14—23 %), меньше становится спор. Увеличение роли пихты, ели, сосны, наличие ольхи указы-вают на более благоприятное сочетание тепло- и влагообеспеченности существования растительности, имевшие место в атлантическое время ( $7070 \pm 60$ ,  $6995 \pm 40$ ,  $6740 \pm 40$ ,  $6675 \pm 40$  л.н.).

— 3в (обр. 1-4; инт. 0.4—2.5 м) — отличается сокращением суммы пыльцы пихты до 2—6 %, со-сны до 2—9 %, более постоянным присутствием берез, некоторым повышением доли пыльцы трав остепненных мест обитаний и спор, среди которых отмечаются папоротники (2—11 %), зеленые и сфагно-вые мхи, плауны. Изменения в растительном покрове вызваны очередной волной похолодания и уменьшения увлажненности в суббореальный период ( $3775 \pm 40$  л.н.).

На основе собранных образцов как ныне живущей, так и погребенной древесины (пихты, ели, ке-дра, лиственницы и ивы) проведен дендрохронологический анализ. Погребенная древесина представлена частями стволов и ветвей деревьев, перенесенных водными потоками (ель, лиственница, кедр), и частями стволов и пней в положении *in situ* (ива, ель, лиственница).

Образцы погребенной древесины были взяты в виде спилов. Измерение ширины годичных колец проведено по четырем радиусам с точностью до 0.01 мм с использованием измерительного комплекса Lintab 3 и программы TSAP 3.5. [Шиятов и др., 2000]. По собранным образцам погребенной и современ-ной древесины составлено более 50 дендрошкал (древесно-кольцевых серий) длительностью от 30 до 326 лет.



**Рис. 8. Спорно-пыльцевая диаграмма отложений разреза 1.**

1 — аллювиальные отложения; 2 — почвы и торфяники; 3 — номера образцов погребенной древесины; 4 — радиоуглеродная дата образца погребенной древесины (л.н.); 5 — номер горизонта; 6 — единичное содержание пыльцы; 7 — отсутствие пыльцы и спор; 8 — содержание пыльцы и спор менее 1 %.

Построение шкал проведено по известным методикам [Fritts, 1976; Cook, Briffa, 1990; Riemer, 1991; Шиятов и др., 2000]. При этом исходные измерения корректировались с помощью перекрестной датировки, позволявшей выявить выпадающие и ложные годовые кольца. С целью исключения возрастного тренда и исключения влияния индивидуальных особенностей деревьев, проводилось индексирование древесно-кольцевых хронологий методом сплайна с применением программы ARSTAN, входящей в специализированный пакет программ для дендрохронологических исследований Международного банка древесных колец [Шиятов и др., 2000]. Выявление значимых корреляционных связей между показателями прироста ныне живущих деревьев и климатическими факторами проводилось с использованием функции отклика по программе RESPO, разработанной в лаборатории изучения древесных колец Аризонского университета США [Holmes, 1998]. В основе этого методического приема лежит расчет регрессии на главных компонентах [Fritts, 1976], что позволяет детально описать реакцию показателей прироста деревьев на изменения температуры воздуха и количество осадков двенадцати месяцев (с сентября предыдущего по август текущего года). В качестве косвенного показателя изменения климата использовались также такие показатели древесно-кольцевых серий, как их чувствительность и автокорреляция [Kaennel, Schweingruber, 1995]. Спектральный анализ дендрохронологических рядов проведен с использованием программы SPECTR, разработанной В.С. Мазепой (ИЭРиЖ УрО РАН) [Мазепа, 1986].

При оценке климатических условий из дендроклиматических характеристик учитывались эколого-биологические особенности исследованных видов деревьев, а также некоторые показатели полученных древесно-кольцевых хронологий, таких как чувствительность, средний и максимальный прирост, выраженность возрастной кривой, инерционность ежегодного прироста. Коэффициент чувствительности [Riemer, 1991] используется в дендроклиматологии в качестве критерия чувствительности древесного растения к климатическим изменениям. Чем большей чувствительностью обладает древесно-кольцевая серия, тем сильнее прирост определяется климатическими факторами. В то же время данный показатель может служить критерием стабильности климата в течение жизни древесного растения. В нестабильные периоды, когда климатические условия резко изменяются от года к году, коэффициент чувствительности повышается.

Косвенным показателем климата может служить средняя и максимальная величина ежегодного радиального прироста дерева. В благоприятные для данного вида древесного растения периоды прироста эта величина тем больше, чем больше климатические условия соответствуют оптимальным по влажности температуре и прочим режимам.

Известно также, что текущий годичный прирост деревьев обладает определенной инерционностью и зависит от роста дерева в предыдущие года. Поэтому другим показателем качества лесорастительных условий (в том числе и климата) может служить коэффициент автокорреляции полученных древесно-кольцевых серий. В благоприятные для роста деревьев периоды инерционность ежегодного прироста усиливается благодаря накоплению запасных веществ — повышается и коэффициент автокорреляции ее отражающий. Напротив, в неблагоприятные периоды для роста дерева ежегодный прирост больше зависит от лесорастительных условий текущего года, соответственно с этим снижается и коэффициент автокорреляции.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В конце позднего плейстоцена активные тектонические движения в хр. Академика Обручева привели к подпору р. Бий-Хем и образованию палеоозера. Анализ разрывных нарушений в районе подпора показал, что движения имели взбросовый характер. Это хорошо видно по серии террас в долинах рек Красная и Оспюр (см. рис. 2, Б), которые формировались в результате поднятия хр. Таскыл. Тектонические движения имели импульсный характер и провоцировали сейсмогенные обвалы и оползни (см. рис. 2, А, В) которые периодически приводили к повышению местного базиса эрозии и подтоплению территории, расположенной выше по течению р. Бий-Хем. Стремительное повышение уровня воды в палеоозере являлось причиной затопления территорий, на которых произрастали леса, а продолжительное (сотни и тысячи лет) сохранение высокого уровня воды (датировки 20, 19, 18 и 16, 14, 3, см. рис. 4) приводило к погребению деревьев осадками озера. В результате донной эрозии в пределах поднятого блока хр. Таскыл и телах обвалов и оползней уровень озера постепенно снижался. Последующие сильные землетрясения провоцировали новые сейсмогравитационные смещения и соответственно повышение уровня палеоозера.

В то же время необходимо отметить, что климат все же влиял на колебание уровня уже существовавшего палеоозера, и было связано это с сезонными изменениями (паводки, половодья). Они отразились на образовании добавочного уровня корней у деревьев, находившихся в прибрежной части, и размерности накапливаемого аллювия. Если проводить параллели с современными ландшафтными обстановками, то район Мерзлого Яра в какой-то мере можно сравнить с областью переменного подпора у современных крупных искусственных водохранилищ.

Начало формирования подпора связывается со временем гибели деревьев  $11\ 810 \pm 60$  л.н., относящихся к первому снизу погребенному почвенно-растительному горизонту (обр. 20, см. рис. 4) и приходится на время окончания сарганской стадии позднеплейстоценового оледенения, этапа сурового климата и развития многолетней мерзлоты. По всей видимости, озерная линза не оказывала существенного обогревающего воздействия на мерзлоту, а те осадки, которые формировались в акватории палеозера, консервировали ее. После первого понижения уровня воды в палеозере, озерные отложения, оказавшиеся на дневной поверхности, промерзли и структурировались в полигоны. Данные, полученные авторами, свидетельствуют о том, что заложение сингенетических ПЖЛ Мерзлого Яра началось на начальной стадии формирования литофаций прибрежной отмели (супеси, прослой растительного детрита, аллохтонного и автохтонного торфа) озерного водоема. Радиоуглеродное датирование образцов древесины 19, 20 показало, что они имеют возраст  $10\ 820 \pm 110$  и  $11\ 810 \pm 60$  лет (см. рис. 4). Следовательно, начало формирования ПЖЛ соответствует временному интервалу  $10\ 000$ — $11\ 000$  лет. Общее похолодание климата в плейстоцене предопределило возникновение многолетнемерзлых толщ и возрастание суровости их температурного режима. Развитие ПЖЛ в районе происходило в условиях резко-континентального климата, малоснежной зимы и неглубокого залегания мерзлого субстрата. Морозобойные трещины возникали как в тонкодисперсных влагонасыщенных осадках, промерзавших сингенетически в неуплотненном состоянии вскоре после их образования и выхода из-под уровня воды, так и в торфяных прослоях. Лыдность (влажность) отложений достигала  $80$ — $100$  и даже  $160$  %. Рост вверх и расширение ледяных жил осуществлялось за счет образующихся в морозобойных трещинах элементарных молодых жилок. В системе лыдый грунт—ПЖЛ возникали напряжения сжатия, которые приводили к необратимым деформациям вмещающих пород, ориентированным вверх, т.е. в сторону наименьшего сопротивления напряжениям.

Возраст обр. 16 из девятого горизонта, расположенного над головой ледяной жилы, датирован  $8820 \pm 70$  лет. Таким образом, время формирования вскрытой жилы составляло  $2700$ — $2800$  лет при средней скорости ее роста —  $1.9$  мм/год.

Обнаруженные стволы ели в горизонте развития ПЖЛ и результаты спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют о холодном и влажном климате. Выше по разрезу (инт.  $0.4$ — $7.85$  м) основную долю спектра занимают *Pinus sibirica*, *P. sylvestris* и *Abies sibirica*. Среди травянистых преобладает Polypodiaceae. Резкая смена лесных эдификаторов характеризует достаточно устойчивое потепление и понижение влажности климата.

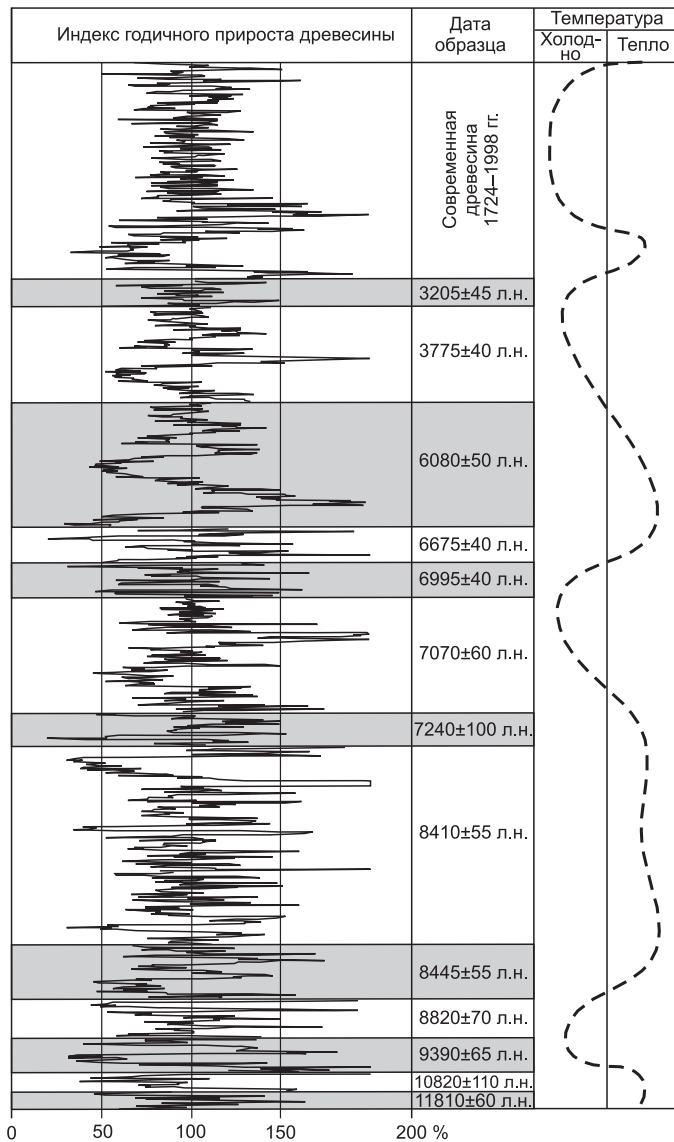
Мощность сезонно-талого слоя выше жилы льда составляла  $0.6$ — $0.7$  м, что подтверждают вскрытые в интервале глубин  $6.2$ — $6.9$  м криотурбации (перигляциальные инволюции). Они характеризуются беспорядочными деформациями, расположением и взаимопроникновением грунта, обусловленными морозным воздействием. К наиболее существенным процессам морозного воздействия относятся возникающее в ходе промерзания криостатическое давление (включая отжатие поровой влаги в талую часть) и/или изменение минерального скелета грунта во время протаивания. К ним же принадлежат дифференцированные изменения объема в мерзлом грунте. Наличие криотурбаций зафиксировано также в верхней части обнажения в интервале глубин  $1.0$ — $1.7$  м.

Особое значение для палеоклиматических и палеогеокриологических построений имеют факты наличия псевдоморфоз по ПЖЛ — свидетелей былых перигляциальных условий. Подобное посткриогенное образование было обнаружено авторами на глубине  $3.6$  м. Мощность грунтовой псевдоморфозы составила  $0.5$  м. Кровля вытаявшей ледяной жилы перекрыта оторфованным почвенно-растительным горизонтом. Положение псевдоморфозы соответствует положению в разрезе пятого горизонта, датированного в  $6080 \pm 45$  лет (СОАН-3983). Можно предположить, что в это время рассматриваемая территория вышла из-под термического воздействия озерного водоема. Сначала отложения промерзли, происходило формирование ПЖЛ. Затем при потеплении климата происходило увеличение мощности сезонно-талого слоя, вытаивание жильных льдов и возникновение на их месте грунтовых псевдоморфоз.

На основе анализа древесно-кольцевых серий датированных образцов погребенной и современной древесины была построена кривая изменения температуры на протяжении голоцена (рис. 9). Однако следует оговориться, что плавающие дендрошкалы могут отражать характер климатических изменений только за короткий период времени. Рассмотрим более подробно температурный режим на фактическом материале.

Радиоуглеродные даты  $10\ 820 \pm 110$  и  $11\ 810 \pm 60$  лет назад, полученные по погребенной древесине из 20-го горизонта, свидетельствуют, что первые озерные отложения начали формироваться еще в плейстоцене, в условиях повышения летних температур, о чем свидетельствует значительный ежегодный прирост ископаемой ели.

Отложения на глубине от  $11.5$  до  $6$  м формировались в условиях похолодания, особенно в период с  $9390 \pm 65$  до  $8820 \pm 70$  л.н. В отдельные кратковременные периоды потепления зима оставалась холодной (температура января была ниже современной на  $4$  °C), а лето было несколько теплее современного



**Рис. 9.** Плавающая дендрошкала, полученная по погребенным и живым деревьям урочища Мерзлый Яр и температурная кривая голоцена.

(на 0.5 °С), т.е. господствовал резко-континентальный климат. Основной редколесьеобразующей породой выступала ель.

В период с 8445 ± 55 до 7240 ± 100 л.н. наблюдается смена холодного и сухого периода на более влажный и теплый. Свидетельство этому — формирование криотурбаций на глубине 6.2—6.9 м. В этот период широкое распространение получает пихта. Сравнивая с подобными периодами голоцена других районов видно, что это влажное потепление соответствует таковому для северных районов Западной Сибири и несколько опережает потепление в южных районах Восточной Сибири [Нейштадт, 1957; Белова, 1985]. Время формирования части 8-го горизонта озерных отложений (7240 ± 100 л.н.) совпадает с новосачуговским влажным похолоданием в Западной Сибири и началом климатического оптимума в Восточной Сибири [Кинд, 1974].

Вероятнее всего, и горизонты на глубине 4.5—3.6 м (7070 ± 60—6995 ± 40 л.н.) сформированы в условиях сухого похолодания, происходящего главным образом за счет усиления суровости зим. Лето остается достаточно теплым. Об этом свидетельствует также наличие псевдоморфоз на глубине 3.6 м и господство в древесном ярусе лиственницы и кедра.

Вышележащие горизонты (гл. от 3.6 до 1.7 м), по данным анализа образцов с датами (6995 ± 40; 6740 ± 40; 6675 ± 40; 6440 ± 65;

6240 ± 105; 6120 ± 50; 6070 ± 50; 6080 ± 50 л.н.), формируются при увеличении осадков и среднегодовой температуры за счет потепления не только лета, но и зим. В этот период улучшаются условия для роста кедровых лесов, и они занимают господствующее положение.

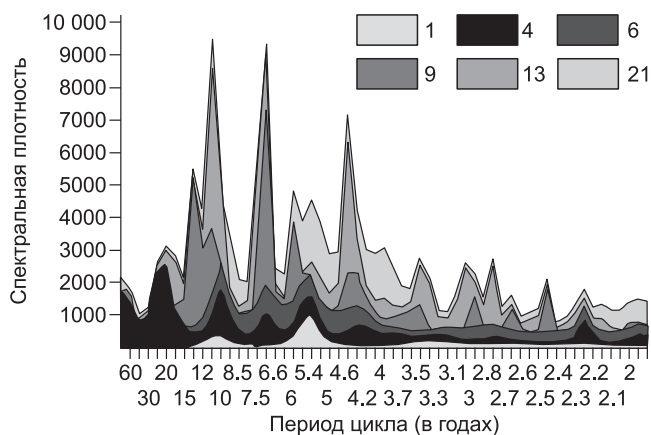
Горизонты 3 и 2 сформированы на глубине 1.2—0.5 м при очередном ухудшении климата — похолодании (3775 ± 40; 3205 ± 45 л.н.). В разрезе на этой глубине наблюдаются криотурбации, и вновь возрастает доля ели в древесном ярусе растительности.

Современный период на исследованной территории также представлен резко-континентальным и относительно сухим климатом. Годовая амплитуда температуры в котловине достигает 43 °С (данные ГМС, Тора-Хем). Зима холодная и продолжительная (температура января –28.6 °С). Температура воздуха на вершинах гор иногда на 20 °С выше, чем на дне котловины. Весной часты фены — сухие ветры с гор, несущие мелкие песчинки, портящие листья деревьев. Лето в котловине жаркое — средняя температура июля 20 °С. Безморозный период продолжается от 60 до 125 дней. Количество годовых осадков от 343 до 482 мм. Основная часть их выпадает в теплый период с апреля по октябрь (410 мм), зимой с ноября по март — 72 мм.

Проведенный дендрохронологический анализ позволил также проследить кратковременные изменения климата в голоцене на фоне более длительных периодов похолодания и потепления. Так, слабая погодичная изменчивость прироста ели при высокой его инерционности и высоких показателях ежегодного прироста являются косвенным признаком стабильного влажного и теплого климата, который имел место во время формирования 5-го горизонта. Высокие погодичные изменения прироста лиственницы и, особенно, ели и пихты при высокой инерционности и средних показателях величины ежегодного прироста древесины отражают нестабильный (изменчивый от года к году), относительно влажный и теплый

**Рис. 10. Циклические составляющие древесно-кольцевых серий по ели в различные периоды голоцена.**

1, 4, 6, 9, 13, 21 — номера горизонтов разреза 1, соответствующих древесно-кольцевым сериям.



климат в период формирования горизонта 8. Подобным образом можно предположить наличие периодов стабильного сухого и холодного климата при формировании горизонтов 4 и 6; стабильного влажного и теплого для горизонта 9 и нестабильного, относительно сухого и теплого для горизонтов 2, 7.

При этом следует учитывать, что приведенные климатические реконструкции основаны на дендроклиматическом анализе плавающих дендрощкал и могут отражать климатические условия не всего периода формирования того или иного горизонта, а только какой-либо его части. Поэтому составление дендрощкалы, охватывающей весь период формирования этих отложений, позволит более точно интерпретировать климатические изменения, происходящие в данном районе.

Интересным является и изменение в течение голоцена циклической структуры (как вековой, так и внутривековой) многолетней динамики ежегодного прироста хвойных деревьев. Проведенный спектральный анализ наиболее длительных (свыше 100 лет) древесно-кольцевых серий для выявления как можно большего числа циклов из различных горизонтов разреза 1 показал, что имеются внутривековые циклы, сохраняющие свой значительный вклад в изменчивость прироста деревьев в отдельные периоды или же на протяжении всего голоцена (рис. 10). Так, связанный с солнечной активностью цикл длительностью 11—8,5 лет отмечается у деревьев на протяжении всего голоцена. Однако его вклад в многолетнюю изменчивость прироста деревьев непостоянен и менее всего выражен в период голоценового климатического оптимума. Набор важных циклов короче 7 лет менее стабилен, мало изменяются лишь циклы, связанные с периодичностью плодоношения. Из циклов, вносящих существенный вклад в изменчивость прироста на протяжении голоцена, следует отметить также циклы со средней длительностью около 40 и 15—18 лет.

Исходя из вышесказанного, можно констатировать следующее:

1. В западной части Тоджинской впадины в конце плейстоцена не ранее  $11810 \pm 60$  л.н. (возраст погребенного дерева в положении *in situ*) произошло перекрытие долины р. Бий-Хем системой оползней и обвалов, что привело к образованию озера.

2. О непрерывном существовании этого озера на протяжении большей части голоцена свидетельствуют отложения 4—6-метровой террасы, расположенной в районе устья р. Сибирячка.

3. Палеозеро во времени изменялось в размерах. Выделяются «стабильная» и «нестабильная» периодичности колебания уровня воды в палеозеро. «Стабильная» периодичность фиксируется в виде тонких ритмичных прослоев аллювия мелкой и крупной фракции. Она отражает внутрисезонные и межсезонные колебания уровня воды (весеннее половодье, летние паводки и др.). «Нестабильная» периодичность связана с повторяемостью сильных землетрясений, провоцирующих сейсмогравитационные процессы, и отражается в разрезе чередованием аллювиальных и торфянистых или почвенных горизонтов.

4. Накопление мерзлоярской толщи происходило в условиях вечной мерзлоты, что позволило сохранить в хорошем состоянии древесные фрагменты. Анализ погребенной древесины показывает, что на момент существования палеозера климат был в 85 % случаев сухим. На холодный и теплый климат приходится половина случаев, так же как и на стабильный и нестабильный. Напротив, в период формирования почвенных горизонтов (когда уровень воды в озере понижался), климат в 100 % случаев был теплым, в 57 % — влажным и в 71 % — нестабильным.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексных исследований на разрезе Мерзлый Яр и прилегающей территории получены данные, свидетельствующие об уникальной обстановке седиментации в западной части Тоджинской впадины. Активные тектонические процессы в горном обрамлении впадины привели к возникновению подпорного озера, максимальная глубина которого достигала 60 м. Существенное периодическое колебание уровня воды в палеозеро, вызванное тектоническими факторами, приводило к значительным вариациям в седиментации на этой территории. Продолжительное существование подпора между  $11810 \pm 60$  и  $1220 \pm 70$  л.н. позволило сформировать прерывистую пачку отложений 18—20-метровой

террасы (палеодельта) и почти непрерывную пачку отложений в 6-метровой террасе в 30 километрах ниже по течению р. Бий-Хем. Многолетняя мерзлота, сохранившаяся с конца последнего оледенения, консервировала образованные отложения вместе с погребенными стволами деревьев, растительностью и следами жизнедеятельности животных. Комплексный анализ отложений показал, что основные этапы в развитии растительного сообщества в Тоджинской котловине в голоцене совпадают с общей динамикой развития природной среды для гор Южной Сибири.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Алексеев С.В., Аржанников С.Г., Васильчук Ю.К., Алексеева Л.П.** Новые данные о строении и эволюции мерзлых толщ западной части Тоджинской котловины (Республика Тыва) // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 3, с. 3—9.

**Аржанников С.Г.** Палеосейсмодислокации в зоне влияния Оттугтайгино-Азасского разлома (Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (11), с. 1501—1510.

**Аржанников С.Г., Аржанникова А.В.** Позднекайнозойская геодинамика центральной и восточной частей Алтае-Саянской горной области // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли (Материалы Международной научной конференции). Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007, с. 14—17.

**Аржанников С.Г., Алексеев С.В., Глызин А.В., Размахнина Т.Б., Орлова Л.А.** Природная обстановка в голоцене западной части Тоджинской впадины (на примере разреза «Мерзлый Яр») // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск, Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2000, с. 18—29.

**Белова В.А.** Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1985, 158 с.

**Гросвальд М.Г.** Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., Наука, 1965, 166 с.

**Кинд Н.В.** Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., Наука, 1974, 225 с.

**Климовский И.В., Шац М.М.** Мерзлые горные породы Тувинской АССР // Региональные и теплофизические геокриологические исследования. Новосибирск, Наука, 1975, с. 22—35.

**Мазепа В.С.** Использование спектрального представления и линейной фильтрации стационарных последовательностей при анализе цикличности в дендрохронологических рядах // Дендрохронология и дендроклиматология. Новосибирск, Наука, 1986, с. 49—67.

**Мальцев В.Н.** Средний годовой сток рек бассейна Верхнего Енисея // Материалы по географии Средней Сибири: Красноярский край и Тувинская АССР. Красноярск, 1975, с. 53—77.

**Нейштадт М.И.** История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., Наука, 1957, 404 с.

**Орлова Л.А.** Новые данные по радиоуглеродной хронологии (позднечетвертичных) озерных отложений Тоджинской впадины (Тува) // Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 6, с. 1427—1430.

**Разломообразование** в литосфере. Зоны сдвига / Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск, Наука, 1991, 262 с.

**Ружич В.В.** Сеймотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1997, 144 с.

**Тарасов П.Е., Дорофеев Н.И., Виппер П.Б.** Динамика растительности Бурятии в голоцене // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2002, т. 10, № 1, с. 94—103.

**Хотинский Н.А.** Голоцен Северной Евразии. М., Наука, 1977, 198 с.

**Чипизубов А.В., Серебrenников С.П.** Сдвиговые палеосейсмодислокации в Восточном Саяне // Докл. АН СССР, 1990, т. 311, № 2, с. 446—450.

**Чудинов Ю.В.** Новейшие тектонические движения в районе бассейна р. Улуг-О и хребта Таскыл в северо-восточной Туве // Бюл. МОИП. Отделение геологическое, 1959, т. 34, № 5, с. 55—71.

**Шиятов С.Г., Ваганов Е.А., Кирдянов А.В., Круглов В.Б., Мазепа В.С., Наурзбаев М.М., Хантемиров Р.М.** Методы дендрохронологии. Красноярск, КГУ, 2000, 80 с.

**Ямских А.Ф.** Палеогеографические условия Тоджинской котловины в голоцене // Природные условия и ресурсы юга Средней Сибири. Красноярск, КГПИ, 1983, с. 3—19.

**Ямских А.Ф.** Осадконакопление и террасообразование в речных долинах Южной Сибири. Красноярск, КГПИ, 1993а, 226 с.

**Ямских А.Ф.** Катастрофы на реках Южной Сибири в антропогене и проблема геоморфологического риска // Геоморфологический риск. Иркутск, 1993б, с. 79—82.

**Cook E.R., Briffa K.R., Shiyatov S.G., Mazepa V.S.** Tree-ring standardization and growth-trend estimation / Eds. E.R. Cook, L.A. Kairiukstis. Methods of Dendrochronology. Application in the Environmental Sciences. Dordrecht, Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 1990, p. 104—123.

- Fritts H.C.** Tree ring and climate. London — New York — San Francisco, Acad.Press, 1976, 567 p.
- Holmes R.L.** Dendrochronology program library — user's manual. Laboratory of Tree-Ring Research, University of Arizona, Tucson, Arizona USA Updated September 1998.
- Kaennel M., Schweingruber F.H.** Multilingual glossary of dendrochronology. Birmensdorf, Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research. Bern, Stuttgart, Vienna, Haupt. 1995, 467 p.
- Komatsu G., Arzhannikov S.G., Gillespie A.R., Burke R.M., Miyamoto H., Baker V.R.** Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei River. Geomorphology, 2009, v. 104, p. 143—164.
- Riemer T.** TREND. User's guide for personal computers. Universitat Gottingen, Gottingen, 1991, 35 p.

*Рекомендована к печати 21 мая 2009 г.  
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию 14 мая 2008 г.,  
после доработки — 17 марта 2009 г.*