

УДК 551.345:576.3:551.461.551.583.7

Ю.К. ВАСИЛЬЧУК, А.К. СЕРОВА, В.Т. ТРОФИМОВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ

ОБ УСЛОВИЯХ НАКОПЛЕНИЯ КАРГИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ<sup>1</sup>

В общем объеме информации данные по геологии позднего плейстоцена отличаются корректностью и полнотой, обусловленной как хорошей сохранностью геологической летописи, так и доступностью толщ этого возраста для изучения аналитическими методами, в том числе радиоуглеродным. Относительно широкое применение радиоуглеродных датировок для позднеплейстоценовых отложений севера Западной Сибири (Архипов и др., 1980; Данилов, Парунин, 1982; и др.) заставило пересмотреть некоторые традиционно сложившиеся взгляды на отдельные этапы палеогеографического развития приморских областей этого региона. Однако полученные материалы отнюдь не ослабили остроты полемики по ряду принципиальных вопросов истории позднего плейстоцена. Среди них вопрос о колебаниях уровня моря, о климате этого времени в целом и его отдельных этапов, о покровных оледенениях на крайнем севере Западной Сибири и т.д. По этим вопросам имеются самые противоречивые суждения. Сложилось впечатление, что несколько более определенно решен вопрос о климате каргинского этапа (в узком его понимании, т.е. 30–22 тыс. лет назад). Большинство исследователей считают, что этот период характеризовался весьма теплыми климатическими условиями (Кинд, 1974; Архипов и др., 1980). Материалы изотопно-кислородных исследований фораминифер в донных океанических колонках и льда керна ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии (Эмилиани, 1966; Dansgaard et al., 1969; Котляков и др., 1980) привели к ревизии сложившихся представлений. Возникло мнение о суровости климата этого периода. Была выдвинута гипотеза о покровном оледенении Арктики (Гросвальд, 1977), с которой на первый взгляд хорошо согласуются и данные о повсеместной глубокой регрессии Полярного бассейна (Троицкий, Кулаков, 1976) в этот же период. Однако обоснованному суждению о палеоклимате каргинского этапа на севере Западной Сибири во многом препятствует отсутствие регионального материала изотопно-кислородных определений.

Новые материалы комплексного геологического исследования, включавшие криолитологическую характеристику толщ, спорово-пыльцевой, изотопно-кислородный и химический анализы повторно-жильных льдов и вмещающих их грунтов, анализ фораминифер и физико-механического состава грунтов и определение возраста органических остатков радиоуглеродным методом, свидетельствуют, по всей вероятности, о более сложной и разнообразной (в региональном плане) ситуации, которая сложилась на севере Западной Сибири в этот период. Наиболее интересными для решения задач палеореконструкций нам представляются два изученных разреза: первый — в устье р. Сёяха (Зеленая) на востоке п-ова Ямал, второй — в низовьях р. Монгаталягха на востоке п-ова Явай.

В устье р. Сёяха органо-минеральная толща с датировками каргинского времени залегает в разрезе высокой лагунно-морской террасы, абсолютные отметки которой колеблются от 20–22 м в прибровочной части до 25–30 м в тыловой. Обнажение распо-

<sup>1</sup> Печатается в дискуссионном порядке.

ложено на побережье Обской губы южнее устья р. Сёяха (рис. 1). В обнажении сверху вниз вскрываются:

0,0—1,3 м. Торф темно-коричневый, подстилаемый в нижней части супесью светло-коричневой, пылевой. Торф и супесь пронизаны узкими, вероятно, эпигенетическими повторно-жильными льдами шириной в верхней части не более 0,5 м, высотой до 2,5 м, "хвосты" жил выходят в отложения, залегающие ниже.

1,3—3,8 м. Песок мелкий, светло-серый, горизонтальнослоистый, в интервале 1,3—1,5 м с прослоями торфа, в интервале 1,5—3 м слоистость за счет переслаивания песка более светлого и более темного, мощность прослоев 0,2—0,3 м; в интервале 3—3,8 м песок темно-серый, мерзлый, криотекстура редкослоистая. В песке залегают нижние концы жил, нередко продолжающиеся на 1—1,7 м торфяными жилами.

3,8—6,6 м. Супесь легкая, серовато-коричневая, мерзлая; криотекстура сетчатая.

6,6—8,2 м. Супесь средняя, темно-серая, со стальным отливом, мерзлая; криотекстура сетчатая.

8,2—23 м. Торфяно-минеральная толща, представленная торфом коричневым, среднеразложившимся, с большим количеством прослоев и линз темно-серой супеси мощностью от 0,1—0,4 м до 0,8—1 м. Текстура отложений в целом горизонтальная; лишь иногда внутри отдельных горизонтальных серий прослеживается волнистая слоистость. Криотекстура сетчатая, часто расположение горизонтальных шпиров соответствует первичноседиментационной текстуре — шпирь льда располагаются согласно напластованию.

Обнажение этой террасы имеет протяженность вдоль Обской губы около 4 км. В торфяно-минеральной толще чрезвычайно высоко содержание макротекстурообразующего льда, в основном повторно-жильного генезиса. Четко выделяются две генерации ледяных жил: первая, представленная мощными (высотой до 16 м и шириной в верхней части до 3,5 м) жилами, и вторая, представленная более мелкими (высотой не более 3—5 м) жилами, вершины ("головы") которых располагаются на разных глубинах, как в самом низу видимой части обнажения, так и вблизи кровли торфяно-минеральной толщи. Такое ярусное строение повторно-жильного комплекса однозначно указывает на синхронный рост жил и накопление отложений. Подчеркнем, что "головы" жил первой генерации выходят в перекрывающую пачку супесей.

Анализ пыльцы и спор из отложений этого разреза позволил выделить палинозоны, которые отражают динамику растительного покрова (см. рис. 1). Первая палинозона (А) располагается в интервале 15—23 м, вторая (Б) — в интервале 3,8—15 м, третья (В) — в интервале 0,0—3,8 м. Из палинозоны А на глубине 16,5 м возраст торфа  $24\ 300 \pm \pm 300$  лет (ГИН—2476). Нижняя граница палинозоны определена по образцу с датой  $30\ 100 \pm 1500$  лет (ГИН—2477). Палинозона А отражает условия, близкие к существующим в этом районе в настоящее время, так как палеопалинокомплексы практически идентичны субфоссильным палинокомплексам с поверхности этой террасы и имеют тундровый облик. Доминирует пыльца трав и кустарничков (34,3—67,0%), споры составляют 20,2—34,9%, пыльца деревьев сравнительно немного. В группе пыльцы трав и кустарничков преобладает пыльца злаков (до 27,2%) и различных видов полыней (16,6—22,5%). Высокое содержание пыльцы полыни по сравнению с субфоссильными спектрами указывает на повышенную континентальность климата.

Критерием для выделения палинозоны Б послужило абсолютное преобладание спор зеленых мхов в интервале 2,2—15,2 м, что хорошо коррелируется с высоким содержанием макроостатков зеленых мхов (ботанический состав торфа определен О.С. Туркиной) и отражает этап максимального развития болотной растительности. Отложения палинозоны Б сформировались в интервале 24—15 (?) тыс. лет назад: здесь в верхней части толщ имеются датировки в  $22\ 700 \pm 300$  лет (ГИН—2473),  $22\ 600 \pm 600$  лет (ГИН—2475),  $23\ 500 \pm 400$  лет (ГИН—2474). В палинозоне Б несколько возрастает содержание пыльцы древесных пород за счет увеличения количества пыльцы сибирского кедра (до 29,7%) и ели (до 10%). В группе пыльцы трав и кустарничков по-прежнему доминирует пыльца полыней (до 13,1%) при постоянном участии в спектрах пыльцы верескоцветных, злаков, карликовой березы, т.е. типичных представителей растительности тундровой зоны. Для отложений этой части разреза характерно повышенное содержание хлоридов магния и натрия — морских солей при максимальном содержании солей в целом для разреза на глубине 10 м (см. рис. 1).

Палинозона В характеризуется высоким содержанием пыльцы древесных пород (82—86%). Однако нет оснований для интерпретации спектра этой палинозоны как показателя существования лесных ассоциаций, поскольку большая часть пыльцы древесных пород является заносной. Об этом, в частности, говорит совпадение локально-

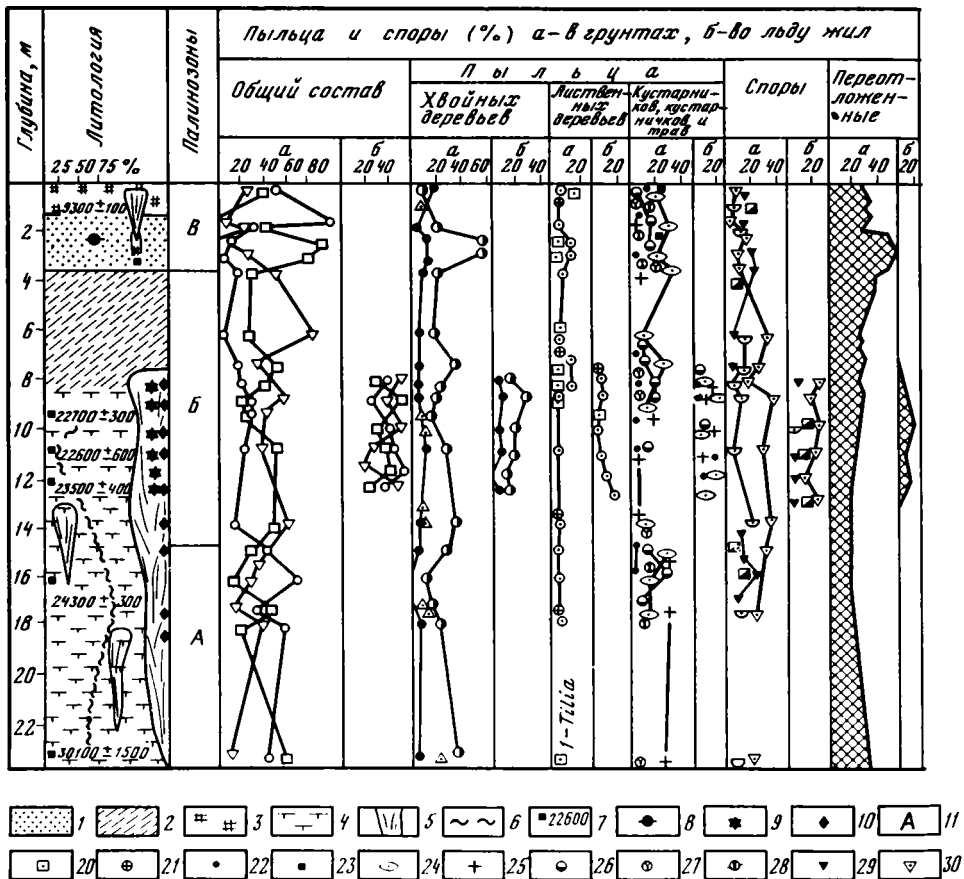


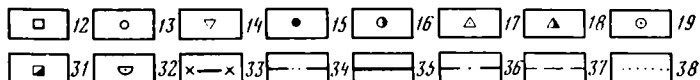
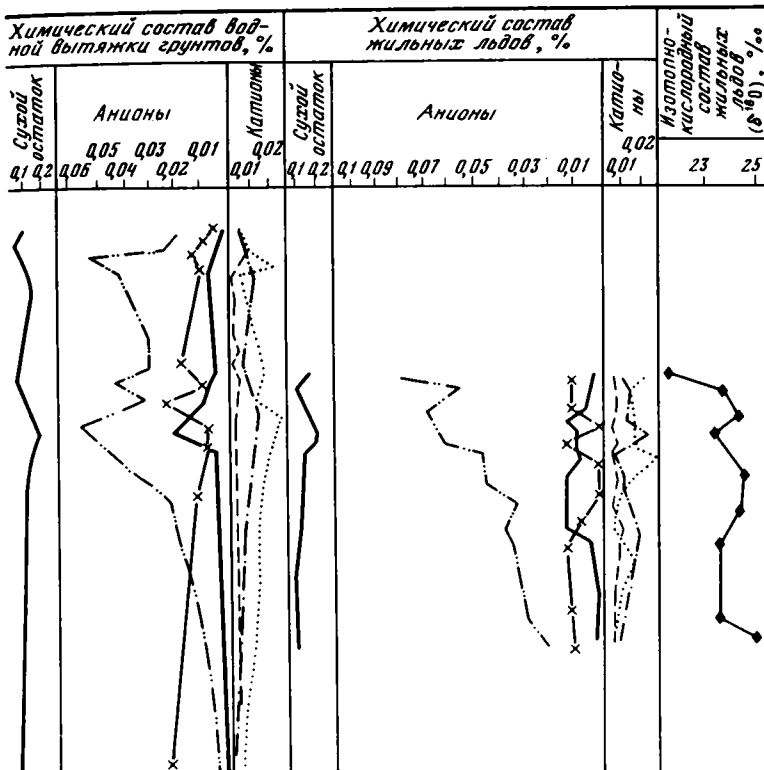
Рис. 1. Палинологическая и гидрогеохимическая диаграммы органо-минерального полигонально-жилкового комплекса у пос. Сёяха

1 — песок слоистый, прибрежно-морской; 2 — супесь серая, прибрежно-морская; 3 — торф кустарничковый, верховой, с господством *Betula s. Nanae* в верхней части разреза; 4 — органо-минеральная толща — "флюидное" переслаивание супеси и торфа гипсового, низинного, с господством остатков *Drepanocladus fluitans*, *Scorpidium* и присутствием корешков *Ledum palustre*; 5 — сингенетический повторно-жильный лед; 6 — кривая степени разложения торфа; 7 — абсолютный возраст по  $^{14}\text{C}$  в годах; 8 — точка отбора фораминифер; 9, 10 — точки отбора образцов из ледяной жилы: 9 — на спорово-пыльцевой анализ, 10 — на изотопно-кислородный анализ; 11 — индекс палинозон; 12 — пыльца древесных пород; 13 — пыльца кустарников, кустарничков и трав; 14 — споры; 15—28 — пыльца: 15 — *Pinus silvestris*, 16 — *Pinus sibirica*, 17 — *Picea*, 18 — *Abies*, 19 — *Betula sect. Albae*, 20 — *Alnus*, 21 — *Salix*, 22 — *Betula sect. Nanae*, 23 — *Alnaster*, 24 — *Cyperaceae*, 25 — *Artemisia*, 26 — *Gramineae*, 27 — *Ericaceae*, 28 — разнотравья; 29—32 — споры: 29 — *Sphagnum*, 30 — *Bryales*, 31 — *Lycoperidium*, 32 — *Polypodiaceae*; 33—38 — ионный состав солей: 33—35 — анионы: 33 —  $\text{SO}_4^{2-}$ , 34 —  $\text{HCO}_3^-$ , 35 —  $\text{Cl}^{2-}$ , 36—38 — катионы: 36 —  $\text{Ca}^{2+}$ , 37 —  $\text{Mg}^{2+}$ , 38 —  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$

Количественный состав каждого из элементов миоспорового комплекса — в процентах к общей их сумме

го максимума содержания хлоридов (указывающего на улучшение водообмена с морем) с максимумом содержания пыльцы древесных пород, а также с максимумом содержания переотложенных миоспор (см. рис. 1, интервал 2—3,8 м). Повышенная соленость (до 0,06%) указывает на субаквальный генезис песка.

Верхний слой торфа датирован бореальным этапом голоцена —  $9300 \pm 100$  лет (ГИН—2472). Образец отобран из грунтовой торфяной жилки, продолжающей ледяную жилку, в верхней части разреза. Для спорово-пыльцевых спектров этого слоя характерно низкое содержание пыльцы деревьев и доминирование в этой группе пыльцы сосны.



Среди пыльцы трав и кустарничков ведущее место занимает пыльца ольховника. В группе спор преобладают сфагновые мхи.

Красноречивы и данные спорово-пыльцевого анализа из повторно-жильных льдов (см. рис. 1, б). Широкий диапазон изменчивости состава практически всех компонент спектров из ледяных жил указывает на их длительный период формирования, а полные местами совпадение спорово-пыльцевых спектров из льда жил и из вмещающих их пород подтверждает сингенетическую природу повторно-жильных льдов.

Важной особенностью ботанического состава торфа из органо-минеральной толщи является преобладание остатков мхов *Tomenthypnum nitens*, *Drepanocladus fluitans*, *Palludella squarrosa*, указывающих на гипновый низинный характер торфа. Наличие корешков *Ledum palustre*, по мнению О.С. Туркиной, может указывать на автохтонный характер накопления торфа.

Весьма интересные результаты получены при определении фораминифер (аналитик Г.Н. Недёшева). В песке в верхней части разреза на глубине 2,1 м обнаружено 156 экз. фораминифер. Среди них *Ephidium subclavatum* Gudina — 71 экз., *Pinaelba pulchella* Parker — 31 экз., *Protelphidium parvium* Gudina — 20 экз., *Discorbis* sp. — 11 экз., *Milliolinella subrotunda* Montagu — 9 экз., *Discorbis deplanatus* G. — 7 экз., *Globulina glacialis* Cushman et Ozawa — 3 экз. и др. Раковины фораминифер хорошей сохранности, как правило, очень мелкие, что указывает на недостаточно благоприятные условия для их развития. Вероятнее всего, они обитали в солонатоводном прибрежно-морском (не глубже 50 м) бассейне с достаточно низкими температурами.

Судя по облику и составу песков и супесей, они формировались в условиях верхней сублиторали губ, причем уровень воды был выше, чем во время накопления под-

стилающих их органо-минеральных отложений. Климатические условия в это время были достаточно суровыми. Вероятно, еще более суровым был климат во время накопления органо-минеральных отложений: об этом наглядно свидетельствует наличие в них очень крупных сингенетических ледяных жил. Привлекает внимание и то обстоятельство, что сингенетические повторно-жильные льды, имеющие возраст более 20 тыс. лет и залегающие вблизи поверхности, имеют совершенно недеформированный облик, что абсолютно исключает присутствие покровного оледенения в данном районе в послекаргинское время. Ледник, несомненно, должен был существенно видоизменить форму и текстуру ледяных жил, хотя бы вследствие огромной своей тяжести.

Одним из наиболее важных результатов изучения органо-минеральной толщи с полигонально-жильными льдами у пос. Сёяха можно считать получение изотопно-кислородной диаграммы, надежно привязанной к геохронологической шкале параллельными радиоуглеродными датировками (см. рис. 1). Из 9 образцов льда наиболее крупной жилы в лаборатории изотопных методов ИВП АН СССР нами (с помощью А.Д. Есикова) было произведено определение изотопов кислорода. Вариации  $\delta^{18}\text{O}$  составили от  $-21,4$  до  $-24,8\text{‰}$ . Эти данные также указывают на ошибочность сложившихся представлений о теплом каргинском времени (30–22 тыс. лет назад). Для интерпретации полученных данных привлечены материалы по составу изотопов кислорода современных источников воды. В приповерхностном слое воды Обской губы близ пос. Сёяха в феврале-марте  $\delta^{18}\text{O}$  составляет  $-13,4 \div -15,2\text{‰}$  (Брезгунов и др., 1980), а в снегу у пос. Амдерма, по данным многолетнего регулярного обследования изотопной лабораторией ИВП АН СССР, в феврале-марте  $\delta^{18}\text{O}$  составляет  $-16 \div -20\text{‰}$  (эти данные нам любезно сообщил А.Д. Есиков). Близкие значения получены нами и по составу стабильных изотопов кислорода из элементарной годичной жилки современных сингенетических повторно-жильных льдов, формирующихся в настоящее время на лайде Обской губы, в устье р. Нгапкаяйха. Здесь  $\delta^{18}\text{O}$  составляет  $-18,3 \div -18,7\text{‰}$ . Таким образом, во всех случаях отклонение содержания изотопов кислорода в современной воде и во льду от стандарта океанической воды оказалось существенно меньше, чем у льдов, формировавшихся в каргинское время. Следует иметь в виду, что опыта применения изотопно-кислородного анализа для повторно-жильных льдов нет, поэтому интерпретация результатов была затруднена. Возникли некоторые сложности при пересчете данных изотопно-кислородного анализа в температурные характеристики путем прямого использования известной формулы В. Дансгаарда (Dansgaard, 1964). Путем несложных алгебраических преобразований мы пришли к несколько иному виду этой формулы.

Известно, что

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{совр}} = 0,695 t^{\circ}_{\text{совр}} - 13,6\text{‰};$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{карг}} = 0,695 t^{\circ}_{\text{карг}} - 13,6\text{‰}.$$

Отсюда

$$t^{\circ}_{\text{совр}} - t^{\circ}_{\text{карг}} = \frac{\delta^{18}\text{O}_{\text{совр}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{карг}}}{0,695}$$

где  $t^{\circ}_{\text{совр}}$  и  $\delta^{18}\text{O}_{\text{совр}}$  — современные значения среднегодовых температур воздуха и содержания изотопов кислорода, а  $t^{\circ}_{\text{карг}}$  и  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карг}}$  — то же, в каргинское время.

Подставляя в полученное уравнение соответствующие значения  $\delta^{18}\text{O}$ , мы получили, что среднегодовые температуры воздуха в каргинское время (30–22 тыс. лет назад) были ниже современных на  $4\text{--}9^{\circ}\text{C}$ . Это, как мы уже указали, заставляет существенно пересмотреть традиционные сложившиеся представления о теплом каргинском времени на севере Западной Сибири. Это хорошо согласуется с особенностями криогенного строения изученного разреза (с наличием мощных ледяных жил).

Не менее интересный материал получен по динамике береговой линии в позднем плейстоцене. На то, что относительный уровень Обской губы в первой половине сартанского времени (22–15 тыс. лет назад) был выше (а не значительно ниже, как это принято считать), чем современный, указывает наличие субаквальных отложений в верхней части разреза у пос. Сёяха, начало накопления которых жестко фиксировано датами моложе 23 тыс. лет.

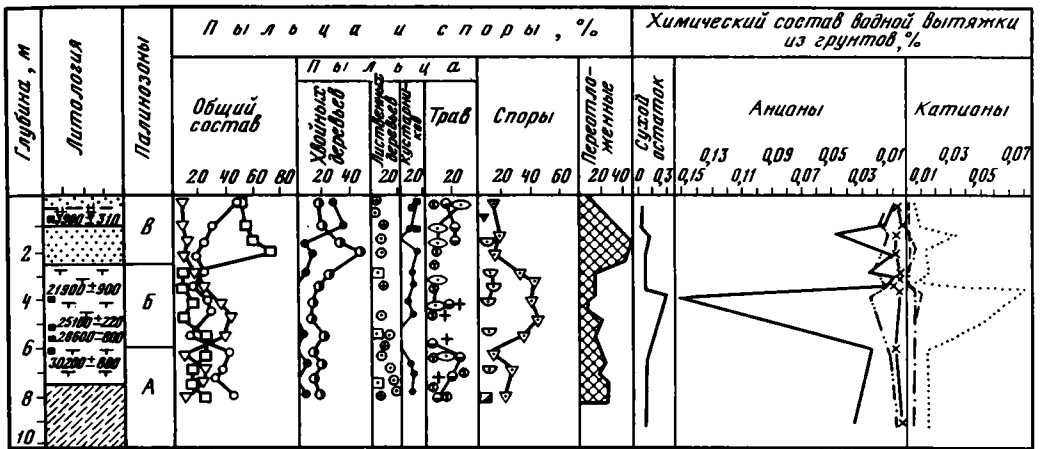


Рис. 2. Палинологическая и геохимическая диаграммы органо-минерального полигонально-жильного комплекса в устье р. Монгаталянга

Условные обозначения см. на рис. 1

В ботаническом составе торфа в верхней части разреза господствуют остатки *Ledum palustre*, а в самой органо-минеральной толще преобладают остатки *Drepanoladus fluitans*, *Calliergonella cuspidata* (или *Calliergon cordifolium*)

Достаточно любопытны результаты изучения разреза позднплейстоценовых отложений в устье р. Монгаталянга (рис. 2). Изученное здесь обнажение вскрывает сверху вниз следующий разрез:

0,0–0,6 м. Песок пылеватый, серовато-желтый.

0,6–1 м. Торф темно-коричневый, хорошо разложившийся.

1–1,6 м. Песок охристо-желтый, мелкий.

1,6–2,4 м. Песок серый, мелкий.

2,4–7,2 м. Органо-минеральная толща, сложенная в основном темно-коричневым торфом. В интервалах 2,9–3,2, 4,1–4,3 и 5,6–6 м торф практически чистый, в остальных прослоях в торфе содержится в качестве примесей и прослоев серая супесь. Слоистость горизонтальная и слабоволнистая, мощность прослоев 0,2–0,5 м. Криотекстура толщи редкослоистая, среднешлировая.

7,2–9,5 м. Супесь серая, в верхней части оторфованная, в нижних 0,5 м опесчаненная; криотекстура неполносетчатая и редкослоистая, среднешлировая.

Ниже (9,5–10 м) до уреза супесь светло-серая, слабо опесчаненная.

По данным палинологического анализа и результатам радиоуглеродного датирования выделены три палинозоны, практически аналогичные палинозомам разреза вблизи пос. Сёяха. Палинозона А – в интервале 5,8–10 м (на глубине 6 м определен возраст торфа по  $^{14}\text{C}$   $30\ 200 \pm 800$  лет, ГИН–2470); палинозона Б – в интервале 2,5–5,8 м (для этой палинозоны получены три датировки: на глубине 5,1 м –  $25\ 100 \pm 220$  лет, ГИН–2471, на глубине 5,5 м –  $28\ 600 \pm 800$  лет, ГИН–26386, на глубине 4,1 м –  $21\ 900 \pm 900$  лет, ГИН–2469); палинозона В – в интервале 0,0–2,5 м (перекрывающий слой торфа датирован суббореальным периодом голоцена, на глубине 0,75 м –  $3900 \pm 310$  лет, ГИН–2468).

Палинозона А отражает условия, близкие к современным. В спектрах доминирует пыльца трав и кустарничков (более 40%), главным образом пыльца злаков и разнотравья. В группе древесных пород пыльца хвойных и мелколиственных содержится в примерно одинаковых количествах. Споры представлены зелеными мхами, различными видами тундровых и лесотундровых плаунов, многожковыми папоротниками.

Палинозона Б отражает этап наиболее интенсивного развития болотной растительности. Для нее характерно очень высокое содержание спор зеленых мхов, а в группе трав и кустарничков – пыльцы различных видов полыней. На графике химического состава водной вытяжки на глубине 4 м отмечен абсолютный максимум содержания хлоридов натрия (до 0,15%), подобный максимуму содержания этих солей в первом разрезе на глубине 10 м.

Палинозона В выделена по высокому содержанию пыльцы древесных пород (46,9–72,9%), в основном сибирского кедра и сосны. В группе трав и кустарничков преобладает пыльца злаков. Среди спор встречены споры плаунов, сфагновых мхов, папоротников. На глубине 1,5 м зафиксирован локальный максимум содержания хлоридов натрия.

Ботанический состав торфа из органо-минеральных толщ обоих разрезов указывает на то, что во время накопления осадков палинозоны А и нижней части палинозоны Б происходила медленная смена фитоценозов в процессе развития гипнового низинного болота (если считать вывод О.С. Туркиной об автохтонности торфа достоверным). Это, вероятно, является показателем малой изменчивости условий увлажнения и климатических условий вегетационного периода.

Имеющиеся радиоуглеродные датировки позволили нам определить скорости накопления органо-минеральных толщ в каргинское время: в устье р. Монгаталянгяха они накапливались со скоростью около 0,6 мм/год, а близ пос. Сёяха — 2 мм/год. Начавшаяся синхронно формироваться около 30 тыс. лет назад органо-минеральная толща накапливалась одинаковое время — около 8 тыс. лет, но скорость ее накопления, а следовательно, и тектонический режим этих двух участков существенно различались.

Судя по наличию типично “морских” солей в органо-минеральных отложениях, формирование их проходило в условиях периодически заливаемой лайды. При этом скорость накопления отложений соответствовала скорости опускания побережья, т.е. опускание было компенсированным. Около 20 тыс. лет назад скорость прогибания увеличилась, глубина водоема возросла и накопление торфа прекратилось. Очень интересно сопоставить мощности торфа в приведенных разрезах, учитывая их существенно разные современные гипсометрические отметки: торф с датировкой 30 тыс. лет у пос. Сёяха и в низовьях р. Монгаталянгяха располагается примерно на одинаковых отметках — около +1 и +4 м соответственно. Кровля торфяно-минеральной толщи с абсолютными датировками, близкими к 22 тыс. лет, располагается на отметках +15 и +6 м соответственно. Это обстоятельство, а также учет состава и строение этих залежей позволяют достаточно определенно судить о некоторых моментах палеогеографического развития этих участков.

Около 30 тыс. лет назад некоторое понижение уровня моря привело к формированию высокой лайды одновременно и в районе пос. Сёяха, и в низовьях р. Монгаталянгяха. Заболачивание этих лайд способствовало зарождению на них повторно-жильных льдов. Около 22 тыс. лет назад скорость их опускания увеличилась, что привело к почти повсеместному прекращению роста жил. Глубина водоема у пос. Сёяха, вероятно, была несколько больше, чем в низовьях р. Монгаталянгяха. Из приведенного материала однозначно следует, что в позднем плейстоцене побережья Обской и Гыданской губ испытывали существенно дифференцированные тектонические движения. Это, вероятно, заставит внести коррективы в представления о Западно-Сибирской плите как о монолитном и малоподвижном блоке. Учитывая, что при радиоуглеродном датировании аналогичной органо-минеральной толщи у мыса Саблера (Таймыр), в сравнительно удаленном от нашего района, были получены даты от 34 до 12 тыс. лет (Кинд и др., 1978), можно заключить, что главные особенности палеогеографического развития северных приморских равнин Евразии были однотипны.

Еще раз подчеркнем выносимые на рассмотрение новые аспекты, которые обозначились в палеогеографии позднего плейстоцена севера Западной Сибири.

1. Сопряженный анализ отложений с датировками каргинского времени (30–22 тыс. лет назад) позволяет предполагать, что климатические условия каргинского времени в самых северных районах Западной Сибири были суровее современных. Очевидно, климат был существенно континентальным. Среднегодовые температуры воздуха в отдельных районах Ямала и Гыдана были ниже современных на 4–9°С. Это, однако, не привело к развитию покровного оледенения, поскольку следы его на Ямале и Гыдане не обнаруживаются.

2. Тектонический режим севера Западной Сибири был существенно неоднородным даже в пределах близко расположенных один от другого районов. Скорость их поднятия или опускания могла отличаться в 2–3 раза. Вследствие этого скорость накопления отложений также могла значительно различаться.

3. Судя по строению изученных разрезов, в первой половине сартанского времени (22–15 тыс. лет назад) глубокой регрессии Карского моря не было, относительный уровень его мог быть близким к современному, а в отдельных районах побережья Ямала, Гыдана и Таймыра несколько превышал его.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Архипов С.А., Астахов В.И., Волков И.А. и др. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 109 с.
- Брезгунов В.С., Дебольский В.К., Мордасов М.Л. и др. Изучение условий формирования солёности вод в устьевых участках арктических морей с помощью природных стабильных изотопов кислорода. — Вод. ресурсы, 1980, № 2, с. 101–105.
- Гросвальд М.Г. Последний Евразийский ледниковый покров. — В кн.: Материалы гляциологических исследований, хроника, обсуждения, 1977, № 30, с. 45–60.
- Данилов И.Д., Парунин О.Б. Сравнительные результаты радиоуглеродного датирования карбонатных конкреций и растительных остатков из верхнеплейстоценовых отложений каргинской террасы низовьев Енисея. — Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 2, с. 402–404.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974, 254 с.
- Кинд Н.В., Супержицкий Л.Д., Виноградова С.Я. и др. Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР. Сообщение IX. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1978, № 48, с. 191–199.
- Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г., Барков Н.И., Короткевич Е.С. Изотопные исследования керн со станции Восток и их палеогляциологическая интерпретация. — Антарктика, 1980, № 19, с. 45–53.
- Троицкий С.Л., Кулаков А.П. Колебания уровня океана и рельеф побережий. — В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976, кн. 1. с. 351–426.
- Эмилиани Ч. Изменения климата кайнозойской эры, определенные по стратиграфии и хронологии глубоководных колонок глобигериновоиловых фаций. — В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л.: Гидрометеиздат, 1966, с. 251–269.
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. — *Tellus*, 1964, vol. 16, N 4, p. 436–468.
- Dansgaard W., Johnsen S.I., Møller I., Langway C. One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet. — *Science*, 1969, vol. 166, N 3903, p. 377–381.