

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КАРГИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ (МЕЖСТАДИАЛА) В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 50(55)–23 ТЫС. ЛЕТ

В.С.Волкова

Для восстановления палеогеографии каргинского межледниковья необходимо рассмотреть строение отложений каргинского горизонта. Как выяснилось, каргинский горизонт в настоящее время не имеет стратотипа. Ранее им считался разрез на мысе Каргинском в низовьях Енисея, описанный В.Н. Саксом [Сакс, Антонов, 1945]. Морские отложения здесь оказались казанцевскими (ЭПР–121,9 тыс. лет). В южных и центральных районах Западной Сибири к каргинскому горизонту относятся аллювиальные и озерные отложения, имеющие радиоуглеродный возраст от 50(55) до 23 тыс. лет (третья изотопно-кислородная стадия) и пользующиеся повсеместным распространением в долинах Западно-Сибирских рек.

На севере равнины на нижней Оби, горизонт подразделен на три подгоризонта: нижнекаргинский (харсоимский), лохподгортский и верхнекаргинский. К первому относятся осадки харсоимской трансгрессии и синхронные ей аллювиальные и озерные золотомысские слои, с которыми связаны ледниковые образования небольшой ледниковой подвижки и, наконец, последний подгоризонт слагают аллювиальные отложения, традиционно считавшиеся каргинскими.

Западная Сибирь в каргинский межстадиальный век 50(55)–23 тыс. лет имела облик невысокой аккумулятивно-денудационной равнины, мало отличающейся от современной. Об этом свидетельствуют аллювиальные осадки, распространенные повсеместно во всех долинах как крупных, так и местных мелких рек. Нижнекаргинский (золотомысский) аллювий фациально замещается в устье Оби морскими харсоимскими слоями, сформировавшимися во время небольшой трансгрессии, следы которой устанавливаются на арктических побережьях вдоль Обской губы и Енисейского залива.

В лохподгортское время, примерно 30–35 тыс. лет назад, в низовьях Оби установлена небольшая ледниковая подвижка, а в долине Нижней и Средней Оби, Енисея, а также Нижнего Иртыша – накопление регионально распростра-

ненных озерных слоев с крупными псевдоморфозами по ледяным клиньям.

Верхнекаргинская генерация аллювия сохранилась более фрагментарно, а в ледниковой зоне нередко полностью эродирована в последнюю (сартанскую) ледниковую эпоху. Таким образом, в развитии гидросети фиксируется три этапа. К ранне- и позднекаргинскому времени относятся две разновозрастные генерации аллювия с местными названиями, вложенные друг в друга и разделенные либо этапом озерной седиментации, либо местным перерывом. Они образуют, залегая на различных гипсометрических уровнях, две разновысокие погребенные каргинские террасы. Последние перекрыты раннесартанскими озерными осадками и экспонированы в современном рельефе в форме двухступенчатой II надпойменной террасы; высотой в 20–30 и 18–20 м [Палеогеография..., 1980; Кривоногов, 1988].

### Раннекаргинское (харсоимское) время

Раннекаргинские морские осадки обнаружены на севере равнины. Каргинская бореальная трансгрессия [Гудина, 1976; Левчук, 1984] вторглась небольшими заливами в прибрежные приморские низменности и проникла в приустьевые участки рек (рис. 1). Ее бореальный характер обусловил трехкратную смену палеоклиматических условий. Морские заливы в дельте Оби, на Ямале и Гыдане (бассейн р. Мессояха), на Таймыре были мелководными и в начале относительно холодными. В них обитали преимущественно холодноводные виды фораминифер, свидетельствующие о температуре придонных вод около 0°C летом и отрицательных зимой. Палинологическими исследованиями осадков, обнажающихся вдоль правого берега Надымской Оби между Салехардом и устьем р. Вануйто, в зоне современной лесотундры выявлены две фазы в развитии растительности – безлесные ландшафты и сосново-березовые редколесья с примесью кедра. Последняя фаза выявлена М.Р. Вотях в скважинах, пробуренных в районе Салехарда.

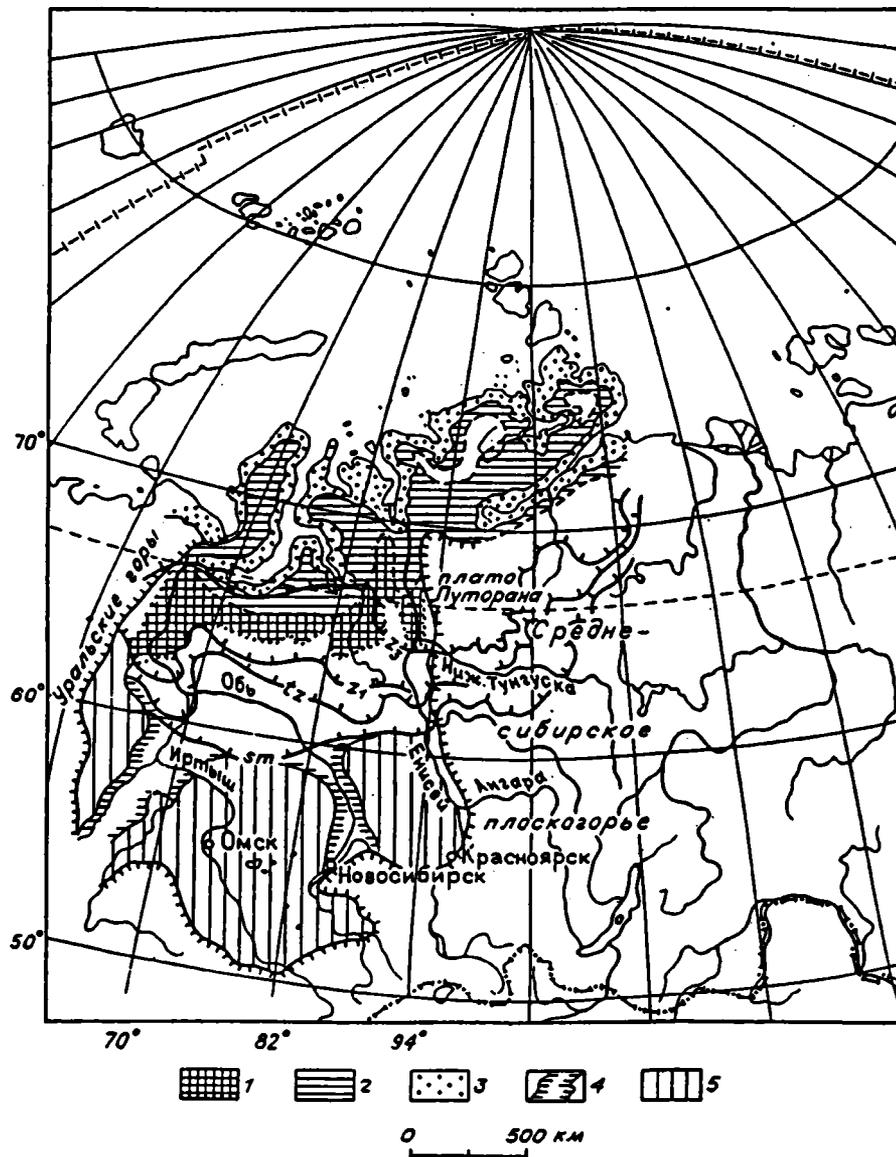


Рис. 1. Палеогеографическое районирование покрова четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины.

Максимальные размеры трансгрессий: 1 – в обское (туруханское) и салемальское (санчуговское) время; 2 – в казанцевский и 3 – в каргинский века; 4 – зона распространения подпрудных бассейнов (показаны южные границы подпрудных ледниковых озер); 5 – южная приподнятая часть равнины с широким пространственным развитием лессовых покровов и палеопочв.

Субширотные пояса краевых ледниковых образований самарского (sm), тазовского (tz), предположительно раннезырянского или ермаковского (z1), сартанского (z3) оледенений.

В максимум трансгрессии море проникло в низовья Оби и Енисея, расширило свои границы на Таймыре, Гыдане, Ямале. Из отложений максимума трансгрессии установлены две ассоциации фораминифер [малохетская и щучинская, Гудина, 1976]. В составе ассоциаций присутствуют не только бореальные, арктобореальные, но и бореально-лузитанские и лузитанские виды, обитающие в настоящее время западнее Кольского полуострова в зоне влияния Гольфстрима. Это позволяет говорить о положительных придонных температурах и малой ледовитости моря.

Таким образом, первая половина каргинской трансгрессии приходится на харсоимский век, поэтому существенно отметить, что в осадках лохподгортского интервала (подгоризонта) фораминиферы не обнаружены. Возможно, в это время началась уже регрессия моря, хотя развер-

тывалась она позднее, в позднекаргинский век. Море становилось холоднее, в ассоциации фораминифер происходила перегруппировка видов с преобладанием холодноводных форм, что указывает на понижение температур придонных вод на 0°C или даже до отрицательных значений [Левчук, 1984].

На суше растительность начала каргинского века изучена в Шурышкарском обнажении на Оби, где наблюдается почти непрерывный разрез озерных осадков от ленточных хашгорских глин к раннекаргинской (харсоимский подгоризонт) пачке переслаивающихся глин, алевроитов и песков с линзами торфа. Эта пачка – шурушкарские слои относится к нижней части харсоимского подгоризонта с верхним хронологическим рубежом, который контролируется радиоуглеродной датой  $42500 \pm 1200$  (СО АН-646) лет, а нижний

предполагается около 50–55 тыс. лет. Если ленточные глины накапливались в условиях развития лесотундровой растительности, то перекрывающие их алевроиты содержат спектры, в которых пыльца древесных и травянисто-кустарничковых растений присутствует примерно в одинаковом количестве. Древесные породы представлены пыльцой березы и сосны, постоянно присутствует пыльца ели, кедра и ольхи. Пыльцы кустарничковых берез и ольховника становится меньше, но она встречается по всему слою. В группе трав резко возрастает роль пыльцы осок, увеличивается количество злаковых. Появляется пыльца семейств, не встречавшаяся в подстилающих ленточных глинах, – лютиковых, розоцветных, кипрейных, колокольчиковых, валериановых и др. Начинают преобладать споры папоротников и зеленых мхов. Можно допустить, что при формировании этих отложений здесь произрастали леса северотаежного типа с развитым травянистым покровом.

Выше по разрезу в озерных песках с прослоями торфа количество пыльцы древесных пород возрастает до 75% с преобладанием пыльцы сосны (более 50%). Содержание пыльцы травянистых растений меняется от 39% в нижней до 11% в верхней части слоя. В том же направлении уменьшается количество спор. Описанные спорово-пыльцевые спектры приближаются по своему составу к субрецентным спектрам из южной части северотаежных лесов. В настоящее время в районе этого разреза растут северотаежные лиственнично-еловые леса, местами переходящие в лиственничные северотаежные редкостойные леса с участием ели и сосны.

Таким образом, за время формирования супесей (алевроитов) и песков с торфом произошла трехфазовая смена растительности от лесотундр к редкостойным северотаежным лесам и к северотаежным лесам южной ее части.

Выше песков и супесей с торфом залегают озерные глины с прослоями торфа. Эти отложения формировались уже в условиях развития темнохвойных лесов с примесью сосны и березы. Среди темнохвойных пород отмечается максимум пыльцы кедра. В составе пыльцы трав появляется пыльца гречишных, крестоцветных, розоцветных, синюховых и водных – рогозовых, кувшинковых, рдестовых, отмечается максимум спор чистоуста – растения торфяных и лесных болот. Вероятно, спорово-пыльцевые спектры отражают распространение лесотундровых, редкостойных смешанных лесов, существовавших, судя по радиоуглеродной дате из линзы торфа

42000±1250 (СО АН–646) лет назад. Этот торф был подвергнут палеокарпологическому изучению.

В.П. Никитин [1970] отметил, что ископаемая флора, на первый взгляд, напоминает флору "диагональных песков" с *Azolla interglacialica*, *Oxyria gigyna*, *Juncus arcticus* и др. Тем не менее, отнесение ее к тобольскому межледниковью было бы ошибочным, для "диагональных песков" характерна более глубокая степень фоссилизации фитодетрита, обилие видов *Potamogeton*, представленных многочисленными плодиками, наличие фригорифилов вместе с отсутствующими в нашей флоре локальными термофилами, в частности, нимфейными и наядами, большее участие луговостепных трав и некоторые другие признаки. По мнению В.П. Никитина, флора имеет позднечетвертичный возраст. Она формировалась в пойменном болоте, периодически затоплявшемся полыми водами в подзоне северной тайги, в климатической обстановке вполне близкой к современной или быть может чуть более мягкой. Таким образом, присутствие во флоре мегаспор *Azolla interglacialica* следует объяснить переотложением. Она безусловно не могла существовать вблизи северной окраины таежной зоны.

Нарращивание разреза с частичным перекрытием наблюдается в обнажении Золотой мыс на нижней Оби. Харсоимский подгоризонт представлен в нем золотомысскими аллювиальными слоями с размывом, залегающими на хашгортской морене. В спектрах повторяется фаза лесотундры и добавляется еще две – северотаежных лесов и вновь лесотундры. Последняя датирована по радиоуглероду в 39–40 тыс. лет. Это подтверждает ее хронологическое положение вблизи границы харсоимского с лохподгортским подгоризонтами.

Сравнение спорово-пыльцевых диаграмм по трем расчисткам на северном берегу Шурышкарского сора и по обнажению у Золотого мыса на Оби свидетельствует о неоднократных изменениях растительного покрова в течение харсоимского времени. Две фазы лесотундры фиксируют соответственно окончание раннезырянского оледенения (сухой и холодный климат) и начало лохподгортского стадия с его более влажным, но суровыми условиями. Фазы в промежутке между ними указывают на теплые для этих районов климатические условия. Во время шурышкарской фазы произрастали северотаежные леса южной подзоны, а во время золотомысской – леса типа северной тайги (примерно 38–40 тыс. лет назад) между ними выделяется этап, включающий фазы лесотундры и тундры. Это было

относительно влажное и холодное время (около 42–44 тыс. лет назад).

### Лохподгортское время

Спорово-пыльцевые спектры лохподгортского подгоризонта (морена с прослоями ленточных глин, залегающих поверх золотомысского аллювия) указывают на похолодание климата<sup>1</sup>. В их общем составе уменьшается содержание пыльцы древесных пород, среди которой доминирует пыльца березы, в том числе карликовой и ольхи. В группе травянистых растений много пыльцы разнотравья, полыней, злаковых, присутствуют споры сфагновых и зеленых мхов, папоротников, плаунов, в том числе *Lycopodium selago*, *L. annotinum*. Спектры сходны с описанными для нижнезырянских отложений. По ним можно воспроизвести ландшафты елово-сосновых и березовых редколесий и зарослей кустарничковой березки и ольхи. Общая степень заболоченности была высокой. Тип растительности существенно отличался от типа растительности золотомысского времени, когда в низовьях Оби произрастали северотаежные леса. В лохподгортский век они деградировали и отступали к югу.

Лохподгортские водно-ледниковые и ледниковые осадки замещаются пачкой озерных глин в долине нижней Оби южнее Золотого мыса и далее вверх по долине среднеобскими слоями [Архипов и др., 1973]. По данным палинологических исследований, смена растительности в казымское время последовательно происходила от северотаежных лесов к лесотундрам и снова к северотаежным лесам. Ранний этап, очевидно, относится к интервалу переходному от золотомысского к казымскому, а поздний – от казымского к каргинскому векам. Следовательно, в собственно лохподгортское время (подгоризонт) на нижней Оби в современной зоне северной и частично средней тайги существовали лесотундра и тундра, а климатические условия были достаточно суровыми и влажными. С этим хорошо согласуются криогенные текстуры в казымских и среднеобских озерных толщах, образующих систему псевдоморфоз по ледяным клиньям [Палеогеография..., 1980].

### Позднекаргинское время

В начале позднекаргинского века, судя по палинологическим данным обнажения Золотой

<sup>1</sup> Лохподгортская морена с прослоями ленточных глин локализована только в горах и низовьях Оби. В других районах лохподгортскому времени соответствует хорошо выраженная фаза похолодания.

мыс, началось продвижение лесов к северу. Уже в слое глин, перекрывающих лохподгортскую морену и связанных с ней постепенным переходом и близостью генезиса, в спектрах увеличивается содержание пыльцы хвойных: ели до 17, сосны до 30, сибирского кедра до 15%, встречается пыльца пихты. Очевидно, климат стал несколько теплее. Из песчаных аллювиальных осадков, залегающих на лохподгортских глинах с размывом наблюдается увеличение количества пыльцы древесных пород (до 60%) и спор (до 32%). Облесенность территории увеличилась. Появились елово-кедрово-сосновые и березовые леса, по долинам – ольшаники. Об этом изменении в составе лесов свидетельствует и большое количество спор папоротников. Таким образом, основная часть аллювия, представленная озерно-старичными глинами с торфом, датированным по радиоуглероду в 29500±520 (СО АН-974) лет, формировалась в условиях существования лесной растительности типа северотаежных лесов близких по составу к произраставшим в золотомысское время. В общем составе пыльцы и спор доминируют древесные породы (46–52%), пыльцы трав не более 20%, а спор – 28%. Отмечается большой процент пыльцы хвойных пород (сосна 43%, ель 18%), из пыльцы лиственных пород – береза (до 33%). Среди травянистых растений первое место принадлежит полыням (до 30%), затем злакам и разнотравью. В составе спор преобладают *Lycopodium selago* (20–18%).

Менее благоприятными были климатические условия в конце позднекаргинского века 26900 (СО АН-965) – 25280±340 (СО АН-964) лет назад. Этот возраст имеют аллювиальные слои (пески с прослоями алевролита и торфа), обнажающиеся на правом берегу Оби, около устья р. Тугнян-Юган. Они с размывом залегают (длительным перерывом в лохподгортское и, вероятно, в начале позднекаргинского времени) на кормужиханских озерных глинах (ТЛ-110±14 тыс. лет назад) и перекрываются сартанскими озерными осадками уртамскими слоями, имеющими радиоуглеродный возраст от 22(21) до 16(15) тыс. лет назад [Палеогеография..., 1980]. Исследованиями Т.П. Левиной [1979] выявлено четыре фазы березового редколесья – безлесной перигляциальной – березового редколесья и вновь безлесной перигляциальной растительности. Вторая и четвертая характеризуются господством в спектрах пыльцы недревесных пород, главным образом злаков, в меньшей степени разнотравья, присутствием пыльцы эфедры, кустарничковой березки, ивы, спор сфагновых мхов и арктических плаунов. Фаза березового редколе-

сья выделяется увеличением пыльцы древесных, среди которой преобладает пыльца берез, а среди трав – злаки и разнотравье. Приведенные данные свидетельствуют о том, что похолодание кульминаровавшее в сартанский пессимум 20–18 тыс. лет назад началось во второй половине позднекаргинского века около 26–25 тыс. лет назад.

Таким образом, следует отметить, что для каргинского века фиксируется неоднократная смена растительности от безлесных ландшафтов к лесотундровым редколесьям и северотаежным лесам, которые, по крайней мере, однажды в оптимум сменились лесами южной подзоны северотаежной зоны. Климатическая кривая [Волкова, 1991, табл. 1], построенная по палинологическим данным свидетельствует о колебаниях климата от холодного арктического к субарктическому и близкому к современному – умереннохолодному с весьма вероятным отклонением до положения "теплее современного". По данным

палинологии можно выделить три "теплых" и два холодных интервала. Позднекаргинское потепление, вероятно, отличалось ровным умеренно холодным климатом, близким к современному. Два первых – шурышкарское и золотомысское – были кратковременными, очевидно, не более двух-трех тысячелетий. Они разделены похолоданием на рубеже около 44–45 тыс. лет назад. Поэтому золотомысский теплый этап попадает в интервал от 40(38) до 44 тыс. лет, а шурышкарский, видимо, был в промежутке от 45 до 50 тыс. лет. Шурышкарский интервал характеризовался развитием в районе Салехарда северотаежных лесов, что и позволяет предполагать в это время климат несколько теплее современного для субарктических районов Западной Сибири. Лохподгортское похолодание продолжалось, видимо, около 7–10 тыс. лет назад, хотя его пессимум попадает скорее всего в интервал 30–33 тыс. лет назад<sup>1</sup>.

## Литература

*Архипов С.А.* Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне Верхней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 7–21.

*Волкова В.С.* Колебания климата в Западной Сибири в позднеплейстоценовое и четвертичное время // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1991. С. 30–40.

*Гудина В.И.* Фораминиферы, стратиграфия и палеогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 124 с.

*Кривоногов С.К.* Стратиграфия и палеогеография Нижнего Прииртышья в эпоху последнего оледенения (по карпологическим данным). Новосибирск: Наука, 1988. 232 с.

*Левина Т.П.* Палинологическая характеристика отложений позднечетвертичной ледниковой эпохи в

долине Средней Оби // Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 74–98.

*Левчук Л.К.* Биостратиграфия верхнего плейстоцена Севера Сибири по фораминиферам. Новосибирск: Наука, 1984. 128 с.

*Никитин В.П.* Четвертичные флоры Западной Сибири (семена и плоды) // История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплейстоценовое и четвертичное время. М.: Наука, 1970. С. 245–312.

Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 107 с.

*Сакс В.Н., Антонов К.В.* Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта. Л., 1945. 117 с.

<sup>1</sup> В статье В.С.Волковой содержится несколько дискуссионных моментов, на которые необходимо обратить внимание читателя. Первое, присутствие в раннекаргинских отложениях лузитанских форм фораминифер вызывает большое сомнение, поскольку в каргинских отложениях восточной части Баренцева моря они отсутствуют. Далее, в толще лохподгорских отложений очень смущает наличие в низовьях Оби морены и ленточных глин. Если это действительно так, то возникает вопрос о правомерности употребления для всего описываемого интервала времени термина межледниковья и даже межстадиала.

По нашему мнению, морена, возможно, перекрывает казанцевские действительно межледниковые отложения. И является более древней, чем постулирует В.С.Волкова. Одновременно не исключено, что эта морена может соответствовать морене в начале среднего валдая (по Мангеруду в конце третьей изотопной стадии), но тогда еще более остро встает вопрос о так называемом каргинском межледниковье или межстадиале в понимании В.С.Волковой.

Тем не менее, в статье В.С.Волковой содержится интересный материал, дающий возможность подойти к более подробному подразделению позднего плейстоцена. Это послужило основой, несмотря на высказанные замечания, для ее публикации в настоящем номере Бюллетеня (Прим. ответств. редактора).