

Е.В. АРТЮШКОВ

## ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ И ТРАНСГРЕССИИ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время не существует единой точки зрения на происхождение четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности. Еще сравнительно недавно считалось, что северная часть низменности в плейстоцене покрывалась крупными оледенениями. Затем была сформулирована противоположная точка зрения: в четвертичный период на низменности была развита морская трансгрессия, а оледенения существовали на прилегающих возвышенностях и почти не выходили на низменность [Попов, 1949 и др.] или же покрывали только южную часть северной половины низменности [Марков, Лазуков, Николаев, 1965; Архипов, 1965 и др.]. В поддержку такой точки зрения приводятся многочисленные находки морской фауны в четвертичных отложениях на севере низменности. Некоторые исследователи говорят вообще об отсутствии крупных плейстоценовых оледенений в районах, окружающих низменность, и более древнем, дочетвертичном, возрасте большей части покрывающих ее морских отложений [Кузин и Чочиа, 1965 и др.].

Однако ряд геологов продолжает считать, что на севере низменности в плейстоцене существовали крупные оледенения [Стрелков и др., 1965 и др.], а трансгрессии были связаны с эпохами межледниковья. В качестве доказательств они используют такие хорошо известные факты, как развитие на низменности плохо сортированных отложений с большим количеством обломочного материала, отторженцев и т.д. Подобное расхождение во взглядах неслучайно и показывает, что в Западной Сибири действительно имеются признаки и трансгрессии и оледенений. Однако палеогеографическая обстановка в плейстоцене здесь была, по-видимому, очень сложной, и, оперируя лишь одними данными четвертичной геологии, до сих пор не удается получить однозначных результатов.

В настоящей статье, с точки зрения ранее высказанных идей автора [Артюшков, 1966, 1967], рассматривается происхождение четвертичных отложений северной половины Западно-Сибирской низменности. Для восстановления палеогеографической обстановки в этот период решающими оказываются некоторые закономерности движений земной коры, описанные в двух последующих разделах.

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ НА ПЛАТФОРМАХ И КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

В четвертичный период в Прибалтике, на Севере Русской равнины, в пределах Западно-Сибирской и Северо-Сибирской низменностей происходили крупные, но кратковременные трансгрессии [Лаврова, Троицкий, 1960; Попов, 1961; Сакс, 1953; Марков, Лазуков, Николаев, 1965]. Как известно, причиной морских трансгрессий могут

быть движения земной коры или изменение уровня океана. Рассмотрим характерные особенности этих факторов, чтобы определить природу четвертичных трансгрессий.

В тектоническом отношении указанные области являются платформенными. Платформы обычно характеризуются скоростями современных движений от нескольких миллиметров до сантиметра в год [*Мещераков и Синягина, 1961*]. Однако знак таких движений часто меняется во времени, поэтому они не приводят к значительным смещениям земной коры, а сказываются лишь на очертаниях границ уже существующих бассейнов.

Крупные трансгрессии на платформах возникают в результате медленных колебательных движений земной коры. Их основным периодом является тектонический цикл продолжительностью примерно в 200 млн. лет [*Белоусов, 1962*]. В начале каждого цикла подъем значительно преобладает над опусканием. К середине цикла развиваются и становятся господствующими опускания, а в конце - вновь преобладают поднятия. Поэтому в начале и в конце тектонического цикла для платформ бывают характерны континентальные условия, а в середине циклов развиваются трансгрессии. Так, с начала палеозоя Русская равнина затоплялась морем три раза - в середине каледонского, герцинского и альпийского циклов. Длительность существования трансгрессий в крупных областях составляет несколько десятков - сто миллионов лет. Неоген-четвертичный период соответствует концу альпийского тектонического цикла, и для него характерны почти повсеместные поднятия. На общие поднятия и опускания платформ в процессе основного тектонического цикла накладываются менее мощные и более кратковременные движения. Так, амплитуда и очертания трансгрессий и регрессий меняются в результате движений второго порядка с продолжительностью цикла в 40-60 млн. лет. Движения более высоких порядков с более короткими периодами на смещениях крупных регионов практически не сказываются.

Западная Сибирь стала низменной платформой в конце палеозоя - начале мезозоя [*Стрелков, 1965*]. Континентальные условия в основной ее части сохранялись до конца юры, когда почти вся низменность была залита морем. В мелу произошло некоторое сокращение трансгрессии, сменившееся затем ее новым расширением. В конце раннеолигоценного времени большая часть Западной Сибири была осушена. Затем последовал период относительного тектонического покоя, в плиоцене сменившийся общим воздыманием территории, продолжавшимся до плейстоцена. Таким образом, общая закономерность - континентальные условия в начале цикла, длительная трансгрессия в середине, осложненная колебаниями второго порядка, и подъем в конце цикла - проявляется здесь достаточно отчетливо. Кратковременная четвертичная трансгрессия резко не согласуется с этой закономерностью и будет рассмотрена ниже.

Рассмотрим теперь колебания уровня океана. Общее количество воды на Земле меняется очень медленно. Поэтому заметные за время одного геологического периода изменения уровня океана могут происходить лишь за счет тектонических движений или за счет ухода части воды в ледники, расположенные на суше.

Основная доля активных зон на дне океана приходится на совокупность срединно-океанических поднятий, представляющую крупнейшее тектоническое образование Земли. Они возникли не позднее начала миоцена [*Ewing et al., 1966*], т.е. имеют возраст не меньше 20 млн. лет (а возможно, значительно больше). В процессе роста поднятий изменение уровня Мирового океана относительно стабильных платформ могло достигнуть 300-600 м.

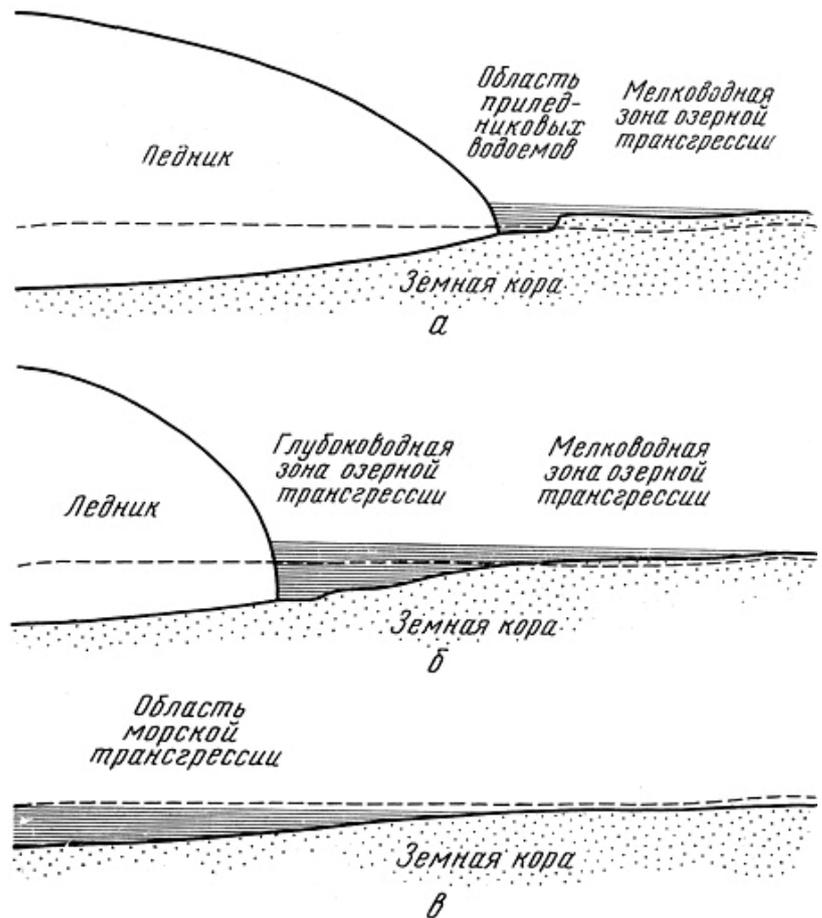
Длительность плейстоцена составляет несколько сотен тысяч - миллион лет. Даже допуская значительное ускорение развития срединно-океанических поднятий за весь этот период, нельзя получить изменение уровня океана, превышающее 30-60 м. Влияние движений в других тектонически активных зонах оказывается много меньше.

Две последние ледниковые эпохи, рисская и вюрмская, вместе с межледниковьем заняли не более 200 тыс. лет [*Frechen, Lippolt, 1965; Эмилиани, 1966; Зубаков, 1967<sub>1</sub>* и др.].

Рис. 1. Деформации земной коры и трансгрессии, обусловленные оледенениями, показаны для условий рельефа, характерных для Западно-Сибирской низменности.

*а* — подпрудная озерная трансгрессия на стадии максимального распространения оледенения; *б* — глубоководная подпрудная озерная трансгрессия на стадии отступления ледника; *в* — морская трансгрессия, возникающая после появления связи изостатического прогиба с океаном.

Штриховой линией показано изостатически равновесное положение поверхности земной коры до начала оледенения



За время этих оледенений колебания уровня океана, связанные с тектоническими движениями, не могли превышать 10-20 м.

Быстрые изменения уровня океана могут быть связаны только с крупными оледенениями. Так, в последнюю ледниковую эпоху уровень океана понижался на 100-120 м по отношению к современному [Fairbridge, 1963 и др.]. В период максимального оледенения понижение уровня океана должно было быть более значительным - 150-200 м. Однако эти явления приводят лишь к регрессии уже существующих морских бассейнов в период материковых оледенений. Поэтому четвертичные трансгрессии в перигляциальных областях не могут быть связаны с эвстатическими колебаниями уровня океана. Следовательно, эти трансгрессии возникли в результате мощных опусканий земной коры. В данном случае роль эвстатических колебаний в развитии трансгрессий и регрессий была значительно менее существенной.

### ГЛЯЦИОИЗОСТАТИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ИХ ПОСЛЕДСТВИЯ ДЛЯ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Хорошо известно, что земная кора плавает на более тяжелой мантии и в целом близка к изостатически равновесному уровню [Люстич, 1957]. Увеличение нагрузки на кору приводит к ее компенсирующему опусканию, а уменьшение нагрузки - к поднятию. Подобные явления наблюдались, в частности, во всех областях, подвергавшихся крупным оледенениям в последнюю, вюрмскую, ледниковую эпоху. Освободившись от ледяной нагрузки, испытали подъем на несколько сотен метров Финляндия [Sauramo, 1958], Канада [Gutenberg, 1941], Земля Франца Иосифа, Шпицберген и Новая Земля [Гроссвальд, 1967] и Аляска [Crittenden, 1967]. Указанные послеледниковые поднятия безусловно являются изостатическими [Gutenberg, 1941; Артюшков, 1966]. Их подробный анализ

позволил установить основные закономерности развития изостатических движений при изменении нагрузки на кору и вывести уравнение изостатических движений [Artyushkov, 1966; Артюшков, 1966, 1967].

Восстановление изостаии происходит благодаря перетеканию вещества мантии в слое пониженной вязкости - астеносфере, имеющем глобальное распространение и расположенном под платформами на глубине примерно от 80 до 200 км. Характерное время выравнивания изостаии  $T$  пропорционально квадрату характерного размера области с нарушенным равновесием  $L$ . Поэтому восстановление изостаии в сравнительно небольших областях происходит гораздо быстрее, чем в крупных регионах. При  $L$ , равном нескольким сотням километров,  $T$  составляет несколько сотен - тысячу лет, а при  $L$  порядка тысячи - нескольких тысяч километров  $T$  составит десяток - несколько десятков тысяч лет. Скорость изостатических движений очень велика в начальной стадии, а затем резко уменьшается. В Фенноскандии она составляла  $\sim 10$  см/год, а теперь упала до 1 см/год. Тем не менее, остаточный, некомпенсированный, прогиб здесь еще довольно велик: - 150-200 м.

Зная, как реагирует кора на изменение нагрузки, можно определить, какие движения возникали в связи с оледенениями, более древними, чем вюрмские. Время их существования превышает характерное время установления изостаии; следовательно, прогибание коры под ледниками было близко к равновесному значению, составляющему для крупных ледников 600-1000 м. При наступлении ледника выдавливаемое из-под него вещество астеносферы приводит к образованию за пределами ледника поднятия. Его высота  $\delta$  в общем случае равна  $\delta = \alpha h$ .

Здесь  $h$  - амплитуда прогиба коры под ледником, а  $\alpha$  - множитель порядка нескольких десятых, учитывающий постепенность роста оледенения. Обычно величина  $\delta$  составляет 100-200 м. На малых расстояниях изостатические смещения коры происходят не плавно, а в результате смещения отдельных блоков, ограниченных древними разломами и имеющих величину сто - несколько сотен километров. Мощность ледника быстро изменяется в краевой зоне и достигает 1000-1500 м уже на расстоянии 100 км от края. В результате региональности осуществления изостаии кора оказывается опущенной не только под ледником, но и за его пределами, в зоне шириной  $\sim 10^2$  км. Глубина опускания составляет  $\sim 10^2$  м. В подобных депрессиях возникают приледниковые водоемы. Вследствие вытаивания материала из ледника и его разноса айсбергами в приледниковых водоемах образуются отложения мореноподобного и флювиогляциального типа. Если высота территории увеличивается при удалении от ледника, а сток воды вдоль ледяного щита преграждают возвышенности, то перед ледником возникает крупный озерный водоем (рис. 1, а). За исключением области приледниковых изостатических прогибов, в нем образуются мелководные фации озерно-ледниковых отложений - супеси и суглинки.

При отступлении ледника уже на несколько сотен километров из-под льда освобождаются области, опущенные на 100-200 м. Если вдоль ледника есть сток, то у его края на данной стадии по-прежнему существуют небольшие приледниковые водоемы. В отсутствие стока в изостатическом прогибе возникает обширный глубоководный пресноводный водоем (рис. 1, б). В его основной части отложения образуются вследствие разноса материала айсбергами. В зависимости от изменения очертаний ледника и направления течений здесь формируются несортированные морено-подобные отложения и относительно хорошо отмученные супесчано-суглинистые осадки. В мелководной периферийной части водоема, куда не проникают айсберги, отлагаются супеси и суглинки.

Во внутренней области бывшего оледенения освобождается глубокий прогиб амплитудой в 300-500 м. Если существует связь с морем, после спуска приледникового озера здесь возникает морокой бассейн (рис. 1, в). Во время отступления оледенения, когда морской бассейн контактирует с ледником, разнос материала айсбергами также приводит к образованию мореноподобных и сравнительно хорошо сортированных отложений. Длительность крупных трансгрессий невелика:  $\sim 10$ -20 тыс. лет, так как основная часть

прогиба выравнивается очень быстро. Затем подъем резко замедляется, и значительно сократившиеся морские бассейны могут существовать многие десятки тысяч лет. Примером таких бассейнов, оставшихся после вюрмских ледников, являются Балтийское море и Гудзонов залив.

## ПРИРОДА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ТРАНСГРЕССИЙ В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЕ СССР

В четвертичный период морские бассейны протягивались широкой полосой от Прибалтики до Северо-Сибирской низменности. Особенно крупных размеров они достигали в Западной Сибири и на Северо-Востоке Русской равнины. Следы трансгрессии установлены в Печорской низменности на отметках до 200-220 м, а в Западно-Сибирской низменности - до 200 м и более. На Полярном Урале они фиксируются на отметках до 250-300 м, на Югорском полуострове - до 330 м, на Новой Земле - до 350 м и более, на Таймыре - до 200-270 м, на Северной Земле - до 80-100 м, в пределах Северо-Сибирской низменности - до 210-215 м [*Станкевич, 1961; Марков, Лазуков, Николаев, 1965; Стрелков, 1965* и др.]. Поскольку максимальные отметки трансгрессии достигаются в районе современного побережья моря, зона опускания коры должна была распространяться далеко на север - на шельф Баренцева и Карского морей, захватывая, таким образом, огромную территорию в несколько миллионов квадратных километров.

Продолжительность четвертичного периода оценивается в несколько сотен тысяч - миллион лет. Рассматриваемые крупные трансгрессии во всяком случае не выходят за пределы данного интервала времени и, следовательно, исключительно кратковременны. Более того, даже в пределах одного четвертичного периода наблюдались более сложные движения, чем простое опускание и подъем территории. Так, на Печоре четвертичный разрез начинается снизу с глубоководных осадков, сверху постепенно переходящих в мелководные, затем снова появляются глубоководные отложения, сменяющиеся сверху мелководными к концу трансгрессии [*Воллосович, 1966*].

Исключительно высокая скорость развития четвертичных движений коры может быть иллюстрирована следующим примером. В Западной Сибири во время самаровского оледенения (как показано ниже, это происходило в конце самаровского оледенения, т.е. 100-150 тыс. лет назад), трансгрессия захватывала всю северную часть низменности. Море отступило в начале зырянского оледенения - 60-70 тыс. лет назад. За ничтожное с геологической точки зрения время огромная территория испытала подъем на 200-300 м. При этом основная часть подъема произошла уже к концу оледенения, поскольку в межледниковье существовала лишь мелководная казанцевская трансгрессия. Кроме того, к указанной величине подъема надо добавить еще - 100 м, так как основная часть морских отложений формировалась еще во время существования ледяных щитов максимального оледенения, когда уровень океана сильно понизился. Начальная стадия развития трансгрессий также протекала исключительно быстро, на что указывает отсутствие следов этапа нисходящего развития рельефа [*Стрелков, 1965*].

Некоторые исследователи предполагают более древний - плиоцен-четвертичный возраст морских отложений в Западной Сибири [*Кузин, Чочиа, 1965; Загорская и др., 1965* и др.]. В качестве основного доказательства используется большая мощность осадков - до 300-350 м. Однако такая мощность достигается лишь в переуглубленных долинах, а в остальных районах она сравнительно невелика. Далее, крупные четвертичные оледенения, активно воздействуя на подстилающие породы, во много раз увеличивали скорость денудации и аккумуляции. Поэтому современные скорости осадконакопления не могут быть использованы для определения общего времени накопления осадков. Наконец, близость по времени оледенений и трансгрессий доказывается большим содержанием в отложениях обломочного материала, в том числе с Урала и Средне-Сибирского плоскогорья [*Марков, Лазуков, Николаев, 1965; Попов, 1965*].

Как отмечалось, уровень океана в плейстоцене мог лишь понижаться в связи с оледенениями, по сравнению с современным значением. Следовательно, рассматриваемые

трансгрессии были обусловлены мощными опусканиями земной коры. Движения крупных регионов на платформах происходят очень медленно. Для развития опускания, а затем подъема области площадью в несколько миллионов квадратных километров требуется время, измеряемое десятками миллионов лет. Эта величина совершенно несопоставима со временем существования четвертичных трансгрессий. Даже если считать, что они возникли еще в плиоцене, все равно остается необъяснимой огромная скорость поднятия и предшествующего опускания территории. Чрезвычайно существенно также то обстоятельство, что трансгрессии возникли в конце тектонического цикла, в период развития на платформах восходящих движений.

Таким образом, по ряду свойств рассматриваемых трансгрессий они находятся в резком несоответствии с характерными особенностями платформенных тектонических движений. Поэтому их тектоническая, эндогенная, природа абсолютно исключается.

Единственным типом крупномасштабных движений земной коры, скорости которых имеют тот же порядок, что и у четвертичных трансгрессий, являются изостатические движения. Время полного восстановления изостазии для крупных областей составляет десятки - сто тысяч лет, что как раз соответствует упомянутому времени развития последней крупной регрессии. Поэтому можно утверждать, что четвертичные трансгрессии в перигляциальных областях являются результатом предшествующих крупных материковых оледенений на этой территории. По своей природе они совершенно аналогичны послеледниковым гляциоизостатическим трансгрессиям в Фенноскандии и Канаде.

Существование четвертичных оледенений на Западно-Сибирской низменности и на Северо-Востоке Русской равнины предполагается многими авторами [*Стрелков и др., 1965; Краснов, 1967* и др.]. По ряду признаков можно восстановить наиболее вероятную форму этих оледенений. При этом оказывается, что четвертичные трансгрессии точно соответствуют характерным чертам гляциоизостатических депрессий, сформированных такими оледенениями:

1. Область развития трансгрессий близка к предполагаемой области развития оледенений.
2. Граница трансгрессий параллельна границе распространения ледниковых отложений.
3. Прогибание территории увеличивается по мере удаления от края ледников, достигая наибольших значений в центральных областях оледенений.
4. Величина смещения земной коры, такая же как в Фенноскандии и Канаде, соответствует характерному смещению от изостатического уровня территории, освободившейся из-под крупного ледяного щита.
5. Скорость подъема достигала наибольших значений сразу же после таяния ледника, а затем движение сильно замедлялось.
6. Скорость подъема в начальной стадии в 100-1000 раз превосходила скорости больших вертикальных смещений крупных регионов в платформенных областях.

## РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЛЕДНИКОВ В ЭПОХУ МАКСИМАЛЬНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Наиболее крупная трансгрессия в Западной Сибири связывается с эпохой самаровского (сопоставляемого с рисским) оледенения. Следовательно, это оледенение здесь, как и на западе, имело максимальные размеры. В период максимального оледенения понижение уровня океана должно было составлять 150-200 м. В результате значительная часть шельфа осушалась, и ледники имели возможность выходить на шельф.

Как отмечалось, наибольшее изостатическое поднятие наблюдается вблизи современной береговой линии, а это означает, что ледник действительно выходил на шельф. Максимальное поднятие в 300-350 м достигается на Новой Земле. Если бы ледник покрывал только этот остров, его средняя мощность не превышала бы полкилометра и поднятие составило бы около 100 м. Поднятие в 300-350 м, как видно на примере

Фенноскандии и Канады, характерно для внутренних областей бывшего оледенения. Следовательно, прилегающая часть шельфа также покрывалась льдом на значительное расстояние. На востоке самаровское оледенение и последующая трансгрессия были развиты на Таймыре и Новой Земле [*Стрелков, 1965*], а на юге оледенение, а затем трансгрессия распространялись на большое расстояние в область Западно-Сибирской низменности. Самаровский ледник должен был покрывать территорию, расположенную между этими областями, т.е. он выходил на осушавшийся шельф Карского моря, перекрывая его от Новой Земли до Северной Земли.

В более западных районах значительные отметки трансгрессии в Большеземельской тундре также показывают, что в самаровскую эпоху ледник покрывал прилегающую мелководную часть шельфа. Изучение оаспределения голоценовых поднятий Шпицбергена, Земли Франца Иосифа и других островов Баренцева моря позволяет установить, что в вюрме на северной части его шельфа существовало обширное оледенение [*Гроссвальд, 1967*]. Можно полагать, что в эпоху максимального оледенения эта область тем более должна была покрываться мощным ледяным щитом. В центральной части Баренцева моря глубина его шельфа увеличивается в среднем до 300 м. Однако, учитывая сильное понижение уровня океана в период максимального оледенения, распространение ледника на эту область следует считать достаточно вероятным. В таком случае европейский ледник смыкался с ледником в северной части шельфа.

На юге в самаровскую эпоху трансгрессия распространялась до Сибирских Увалов в Западной Сибири и до верховьев Печоры и Вычегды на Северо-Востоке Русской равнины. С юга область трансгрессии окаймляется полосой отложений моренного облика [*Стрелков и др., 1965; Краснов, 1967; Яковлев, 1956* и др.], образовавшихся в краевой зоне оледенения. Распространение этих отложений в Западной Сибири показано на рис. 2. Как указывалось выше, такие отложения, связанные с водоемами в приледниковых изостатических депрессиях, несколько выходят за пределы распространения оледенения, а глубоководные трансгрессии возникают во внутренней зоне, на расстоянии в несколько сотен километров от бывшего края ледника. Поэтому границу оледенения следует провести внутри краевой зоны отложений, ближе к ее внешнему краю (рис. 2). Наиболее вероятно расположение границы максимального оледенения в Западной Сибири и на Северо-Востоке Русской равнины в районе 60-61-й параллели.

На востоке самаровское оледенение существовало на Средне-Сибирском плоскогорье и Таймыре [*Стрелков, 1965*]. Морская трансгрессия на Северо-Сибирской низменности показывает, что эти ледники смыкались и перекрывали ее в рассматриваемую эпоху.

Таким образом, в период максимального оледенения единый ледяной щит занимал огромную территорию на востоке перигляциальной зоны и покрывал Средне-Сибирское плоскогорье, Северо-Сибирскую низменность, Таймыр и Северную Землю, север Западно-Сибирской низменности, шельф Карского моря, Урал, Новую Землю, Северо-Восток Русской равнины и значительную часть, а возможно и весь шельф, Баренцева моря.

## ПЕРИОД МАКСИМАЛЬНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ САМАРОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Северная половина Западно-Сибирской низменности покрыта отложениями трансгрессии, относимой к эпохе среднечетвертичного, самаровского, оледенения. На Западе они представлены салехардской свитой, а на востоке - тазовско-санчуговской, или санчуговской, свитой [*Марков, Лазуков, Николаев, 1965*]. Более подробное изложение материала имеется в диссертации Г.И. Лазукова «Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия и палеогеография)», 1967. Следует отметить, что, используя данный фактический материал, этот исследователь строит палеогеографическую схему, существенно отличную от излагаемой в настоящей работе. В долинах крупных рек толща этих осадков мощностью до 100-200 м перекрывает более

древние четвертичные отложения. На междуречьях их мощность сильно уменьшается, и они ложатся на коренные породы.

Салехардская и санчуговская свиты близки по облику и представлены супесями и суглинками. По всему разрезу встречается гравийно-галечно-валунный материал. В отложениях присутствуют две разности: типично водные, хорошо отмученные осадки и плохо сортированные мореноподобные. Они неоднократно переслаиваются и переходят друг в друга по простиранию. Эти отложения содержат морскую, солоновато-водную и пресноводную флору и фауну, характерные для сравнительно глубоководного арктического бассейна. Кровля санчуговской свиты достигает 180-200 м, а салехардской - 200 м и более над уровнем моря.

При движении к югу сортированность отложений ухудшается, и они постепенно переходят в толщу очень плохо сортированных неслоистых супесей и суглинков с большим количеством гравийно-галечно-валунного материала, что позволяет считать их моренными образованиями. Мощность толщи достигает 100 м. Эти отложения окаймляют с юга зону трансгрессии (рис. 2), перекрывая всю низменность широкой полосой [Стрелков и др., 1965; Архипов, 1964 и др.]. Обломочный материал содержит большое количество пород местного происхождения, а также уральские породы на западе и со Средне-Сибирского плоскогорья на востоке, примерно до широты Среднего Приобья [Захаров, 1965]. В отложениях содержатся отторженцы [Шацкий, 1965], из которых наиболее крупные могли быть принесены только ледником.

Для отложений краевой зоны характерно неоднократное переслаивание морены и флювиогляциальных отложений. Часто переходы между ними по разрезу совершаются непрерывно, а по простиранию они фациально замещают друг друга на коротких расстояниях. Все эти данные, а также находки фауны пресноводных моллюсков *in situ* в самой южной части этой зоны показывают, что отложения образовались в сравнительно небольших приледниковых водоемах.

Нетрудно видеть, что изложенный геологический материал полностью соответствует картине, нарисованной в одном из предыдущих разделов.

В период максимального распространения ледника в изостатических прогибах у его края должны были возникнуть приледниковые водоемы. Описанные отложения краевой зоны как раз и представляют результат вытаивания материала, поступавшего из ледника в эти водоемы, и его разноса плавающими льдами.

Далее, самаровский ледник покрывал северную половину низменности и шельф Карского моря, т.е. имел громадное меридиональное протяжение. В таком случае из законов течения ледников [Вялов, 1960; Lliboutry, 1965 и др.] следует, что Уральский и Средне-Сибирский ледяные щиты должны были смыкаться. Мощность крупных ледяных щитов измеряется километрами, что исключало какой-либо сток воды на север. Поэтому в более южных районах низменности должен был возникнуть громадный подпрудный пресноводный бассейн со стоком, вероятно, в районе Арало-Иртышского водораздела, которым и контролировался уровень бассейна. Вблизи ледника этот бассейн непосредственно переходил в более глубокие приледниковые водоемы в изостатических прогибах. Благодаря малым глубинам в основной части водоема айсберги сюда не проникали, что исключало образование мореноподобных отложений.

Как показали недавние исследования, в период самаровского оледенения действительно возникла громадная озерная трансгрессия, затопившая долины Оби, Иртыша и их междуречья, а также другие районы (рис. 2) [Заррина и др., 1961; Волков и Волкова, 1965; Волкова, 1966; Каплянская и Тарноградский, 1967]. Отложения трансгрессии мощностью до 20 м представлены преимущественно супесями и суглинками пылевато-песчанистого состава. К северу они переходят в ленточно-слоистые отложения, а затем в мореноподобные отложения краевой зоны самаровского оледенения. Остатки диатомовых и остракод указывают на очень низкие температуры бассейна, что можно связать с таянием больших масс льда в его северной части.

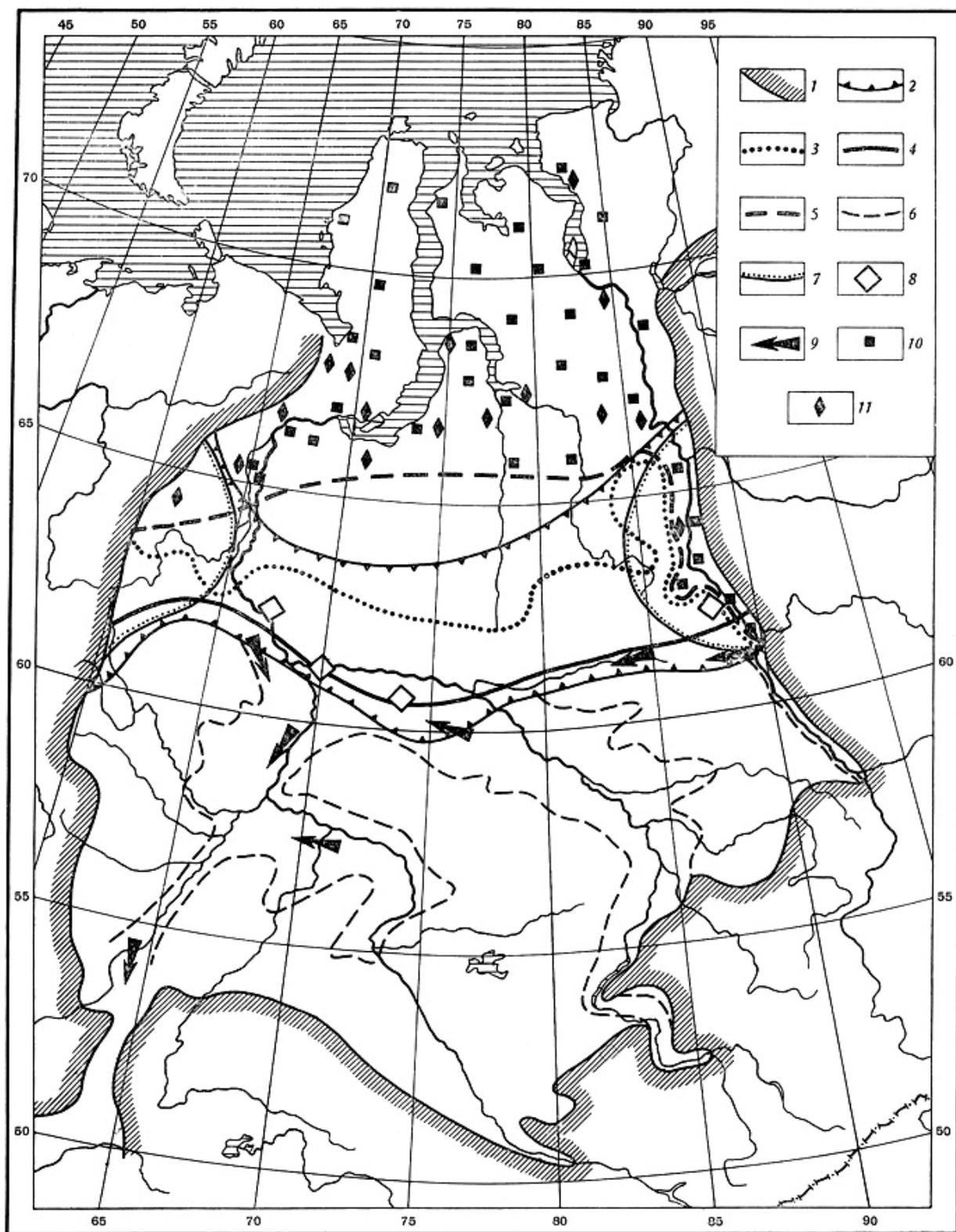


Рис. 2. Западная Сибирь в эпоху максимального оледенения (по материалам различных авторов).

1 — граница низменности; 2 — граница отложений краевой зоны самаровского оледенения; южная граница этой зоны примерно соответствует границе распространения приледниковых водоемов в изостатических депрессиях; 3 — южная граница глубоководной части подпрудного озерного бассейна; 4 — примерное положение южной границы максимального оледенения; 5 — среднее положение границы морской трансгрессии; 6 — южная граница подпрудных озерных бассейнов; 7 — примерное положение границы оледенения, которая была бы достигнута при распространении ледников с Урала и Средне-Сибирского плоскогорья при наличии одновременной трансгрессии в более северных районах; 8 — ледниковые отторженцы; 9 — вероятные направления стока вод подпрудных бассейнов в период максимального распространения оледенения; 10 — морская фауна в салехардской и санчуговской свитах (по Г. И. Лазукову); 11 — морская микрофауна в салехардской и санчуговской свитах (там же)

В долине Енисея следы озерной трансгрессии отмечаются на высоте 150 м в районе устья Ангары [Архинов, 1964; Зубаков, 1965]. В западной части низменности они достигают отметки 125 м, т.е. примерно уровня Арало-Иртышского водораздела, где, видимо, и происходил сток вод приледникового озера-моря [Архинов, 1968]. Поступая в конечном итоге в Каспийское море, они могли вызвать его мощную трансгрессию.

Существование подобного бассейна - еще одно доказательство того, что в самаровскую эпоху оледенение перекрывало всю северную половину низменности. Пресноводная трансгрессия столь значительных размеров не могла быть связана с подпруживанием водами морской трансгрессии. Соприкасаясь с морем на значительном расстоянии, она была бы практически моментально уничтожена интенсивным стоком. Если же бассейн располагался на отрицательных отметках, то он быстро приобрел бы соленость, близкую к нормальной морской.

Полоса мореноподобных отложений (рис. 2) также доказывает, что оледенение покрывало всю северную половину низменности. Действительно, растекание ледников происходит по законам вязко-пластичного течения. В равнинных областях вязкие напряжения в текущем льде препятствовали сильному искривлению границы ледника, и ее очертания должны были быть достаточно плавными. Отсюда, в частности, следует, что днепровский и донской «языки» днепровского оледенения на Русской равнине также образовались в приледниковых бассейнах, а сам ледник в эти области никогда не заходил. Поэтому ледники шириной в несколько сотен километров, распространявшиеся с Урала и со Средне-Сибирского плоскогорья в пределах краевой зоны отложений, никогда не дошли бы до центра низменности (рис. 2). Чтобы перекрыть по широте всю низменность при развитии одновременной трансгрессии, оледенение должно было распространиться на юг на расстояние порядка тысячи километров.

#### ПЕРИОД ОТСТУПЛЕНИЯ САМАРОВСКОГО ЛЕДНИКА И МАКСИМАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ ТРАНСГРЕССИИ

Рассмотрим основные события, происходившие на низменности во время отступления самаровского ледника. Мощность ледяного щита в краевой зоне, в пределах нескольких сотен километров от края невелика - 1-2 км. В начальной стадии его таяния освобождаются области, испытавшие перед этим сравнительно небольшое изостатическое опускание. Время восстановления изостазии в областях размером до нескольких сотен километров мало - сотни - тысяча лет. Поэтому в краевой зоне оледенения поднятие коры развивалось быстро и в значительной мере происходило еще под ледником, во время сокращения его мощности. В результате ледник, отступая, оставлял позади себя относительно небольшие приледниковые водоемы, в которых образовался краевой пояс отложений, показанный на рис. 2.

Когда ледник отступил на расстояние в несколько сотен километров, он освободил глубокий изостатический прогиб, а скорость восстановления изостазии в это время сильно уменьшилась. В изостатическом прогибе возник пресноводный бассейн глубиной в несколько сотен метров. С севера бассейн был еще ограничен ледником, и его уровень по-прежнему контролировался Арало-Иртышским водоразделом. Благодаря большой глубине бассейна, край ледника всплывал, что сильно облегчало образование айсбергов и резко ускорило отступление ледника.

Сокращение оледенения на этой стадии шло почти исключительно за счет откалывания айсбергов. Вытаивавший из них материал послужил основой для образования салехардской и санчуговской свит в области пресноводного бассейна, в южной части северной половины низменности. Разнос айсбергов течениями и ветром по всему бассейну и накопление отложений в глубоководных условиях привели к большому постоянству их общего облика и значительному улучшению сортированности по сравнению с краевой зоной. Однако вследствие быстрого изменения очертаний ледника и течений направление разноса айсбергов должно было часто меняться. В результате

образовалось многократное переслаивание хорошо отмученных и мореноподобных разностей.

Глубина приледникового бассейна и его размеры увеличивались постепенно, по мере отступления ледника. Поэтому мореноподобные отложения краевой зоны также постепенно переходят в салехардскую и санчуговскую свиты в южной части северной половины низменности. Хотя они переходят друг в друга по простиранию, но не являются строго одновременными образованиями. Отложения краевой зоны сформировались за счет таяния ледника на месте и разноса материала айсбергами в сравнительно небольших и неглубоких водоемах. Салехардская и санчуговская свиты образовались позже, после значительного отступления ледника, и представляют глубоководную фацию ледниково-бассейновых отложений.

Сокращение ледяного щита, видимо, происходило и с севера, со стороны шельфа, и с юга. Когда площадь, занятая оледенением, сильно сократилась, произошел разрыв Уральского и Сибирского ледяных щитов. Это привело к спуску подпрудного озера-моря и проникновению на низменность морской трансгрессии. Ее уровень был значительно ниже уровня подпрудного бассейна; поэтому трансгрессия захватила лишь северную часть низменности. Как видно на рис. 2, морская фауна в салехардской и санчуговской свитах на основной части низменности известна только в северных районах. Разрыв оледенения происходил, скорее всего, в середине низменности. Затем ледники отступили к Уралу и Средне-Сибирскому плоскогорью, освобождая глубокие изостатические депрессии. Поэтому морской бассейн по краям низменности проникал на юг несколько дальше. Аномально далекое проникновение на юг морской трансгрессии и по долине Енисея можно связывать с независимым тектоническим опусканием Енисейской депрессии, где долго существовал глубоко вдававшийся в сушу эстуарий. В отличие от крупных регионов, небольшие области на платформах могут испытывать значительные вертикальные тектонические смещения эндогенного происхождения за сравнительно короткое время.

В приледниковом изостатическом морском бассейне, в северной и средней части северной половины низменности, продолжалось образование салехардской и санчуговской свит за счет разноса материала айсбергами, откалывавшимися от отступавшего ледника. Возможно, что после исчезновения оледенения на низменности ледники еще некоторое время существовали на прилегающих возвышенных областях. Часть отложений могла сформироваться на этой стадии, в основном также за счет разноса материала айсбергами.

Воздымания, развивающиеся после отступления ледника, происходят очень быстро в начальной стадии, а затем, когда значительная часть прогиба выравнивается, их скорость сильно уменьшается. Поэтому обширная трансгрессия существовала очень недолго - 10-20 тыс. лет. Морская трансгрессия в это время частично поддерживалась вследствие поднятия уровня океана по мере таяния ледников. Накопление отложений в конце оледенения происходило уже при небольшой глубине моря, в связи с чем в верхних частях салехардской и санчуговской свит местами наблюдается заметное опесчанивание.

## ПЕРИОД КАЗАНЦЕВСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ И ЗЫРЯНСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Когда самаровские ледники на окружающих возвышенностях растаяли, основная часть низменности уже осушилась, и лишь в ее северных районах сохранился мелководный бассейн [Марков, Лазуков, Николаев, 1965]. К этому времени основная часть изостатического прогиба уже выровнялась, и изостатический подъем резко замедлился. Поэтому бассейн просуществовал в течение всего межледниковья и регрессировал лишь к началу последнего, зырянского, оледенения. Образовавшиеся в нем осадки сформировали казанцевскую свиту, залегающую в понижениях рельефа на салехардской и санчуговской свитах. Казанцевская свита представлена супесчано-суглинистыми и песчаными осадками, морскими в северной части района и эстуарными, аллювиальными и озерно-

аллювиальными в южной. В ней присутствуют многочисленные остатки растительности и отдельных видов мелководной фауны бореального типа.

Весьма вероятно, что после исчезновения крупных ледников на Урале и на Средне-Сибирском плоскогорье еще существовали большие ледяные щиты в Европе и особенно в Северной Америке. После их таяния должен был произойти новый подъем уровня океана и некоторое расширение трансгрессии. Этим можно было бы объяснить региональный размыв на контакте между салехардской и казанцевской свитами, существующий, по мнению ряда исследователей, в южной части казанцевского бассейна [*Марков, Лазуков, Николаев, 1965; Соколов, 1959; Троицкий, 1966*]. Таким образом, казанцевская трансгрессия в известной мере носила эвстатический характер.

Согласно палеонтологическим данным, отложение верхних слоев казанцевской свиты происходило в период похолодания. По мнению некоторых авторов [*Лазуков, 1967* и др.], в ряде мест казанцевские отложения по разрезу непрерывно переходят в зырянские, содержащие значительное количество валунно-галечного материала. Его появление можно связать с транспортировкой плавающими льдами.

Подробное рассмотрение распространения зырянского оледенения не входит в задачу настоящей статьи. По мнению большинства исследователей, оно покрывало на низменности только сравнительно небольшие области, прилегающие к Северному и Полярному Уралу и Средне-Сибирскому плоскогорью. Относительно небольшое распространение на низменности зырянских ледников, по сравнению с самаровской эпохой, доказывает также тем, что позднезырянская трансгрессия (каргинская ингрессия) имела существенно меньшие размеры, чем позднесамаровская трансгрессия, рассмотренная выше.

## ПЕРИОД РАННЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И ТОБОЛЬСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ

Четвертичные отложения, залегающие под салехардской и санчуговской свитами известны практически только по данным бурения [*Сакс, 1953; Марков, Лазуков, Николаев, 1965; Захаров, 1965; Архипов и др., 1967; Зубаков, 1967* и др.]. На западе, в Нижнем Приобье, их разрез, начинается с полуйской свиты, залегающей на дочетвертичных породах. Она представлена супесчано-суглинистыми отложениями с обломочным материалом и имеет мощность от нескольких метров до 50-60 м. Кровля свиты залегает на 100-200 м ниже уровня моря. Как и салехардская свита, она сложена многократно переслаивающимися, хорошо отмученными и мореноподобными отложениями с морской микрофауной (рис. 3).

Над полуйской свитой залегает казымская свита мощностью 50-70 м, иногда до 100-120 м. Она представлена хорошо сортированными супесями и суглинками и содержит многочисленные остатки растительности и морской, солоноватоводной и пресноводной фауны бореального типа. Обломочный материал почти отсутствует. Кровля свиты находится на 50-70 м ниже уровня моря. Казымская свита сверху перекрывается отложениями салехардской свиты. Переход от полуйской к казымской свите и от нее к салехардской свите - постепенный.

При движении на юг полуйская свита переходит в отложения раннеплейстоценового (демьянского) оледенения (рис. 3). Они залегают на дочетвертичных породах, а сверху без размыва перекрываются казымской свитой. В свою очередь казымская свита далее к югу замещается аллювиально-озерными и озерными отложениями тобольского межледниковья.

На востоке низменности отложения рассматриваемого времени известны в основном в долине Енисея и, как правило, залегают ниже уровня моря. В ряде районов выделяются древнеледниковые отложения, представленные супесями и суглинками с обломочным материалом. В районе Усть-Порта в основании четвертичного разреза залегают слои валунно-галечных отложений мощностью до 12 м [*Сакс, 1953*]. В долинах

Турухана и Елогуя отмечено переслаивание тонко отмученных и мореноподобных разностей, напоминающее полуйскую свиту. Под долиной Турухана найдена морская микрофауна арктического и аркто-бореального облика [Лазуков, 1967].

Над нижнечетвертичными отложениями залегает туруханская свита - отложения тобольского межледниковья. Она представлена хорошо сортированными отложениями морского генезиса на севере, а южнее примерно 62° с.ш. - аллювиально-озерными и озерными отложениями. Туруханская свита содержит богатый комплекс теплолюбивых фораминифер и может быть сопоставлена с казымской свитой на западе. Сверху она перекрыта отложениями самаровского оледенения.

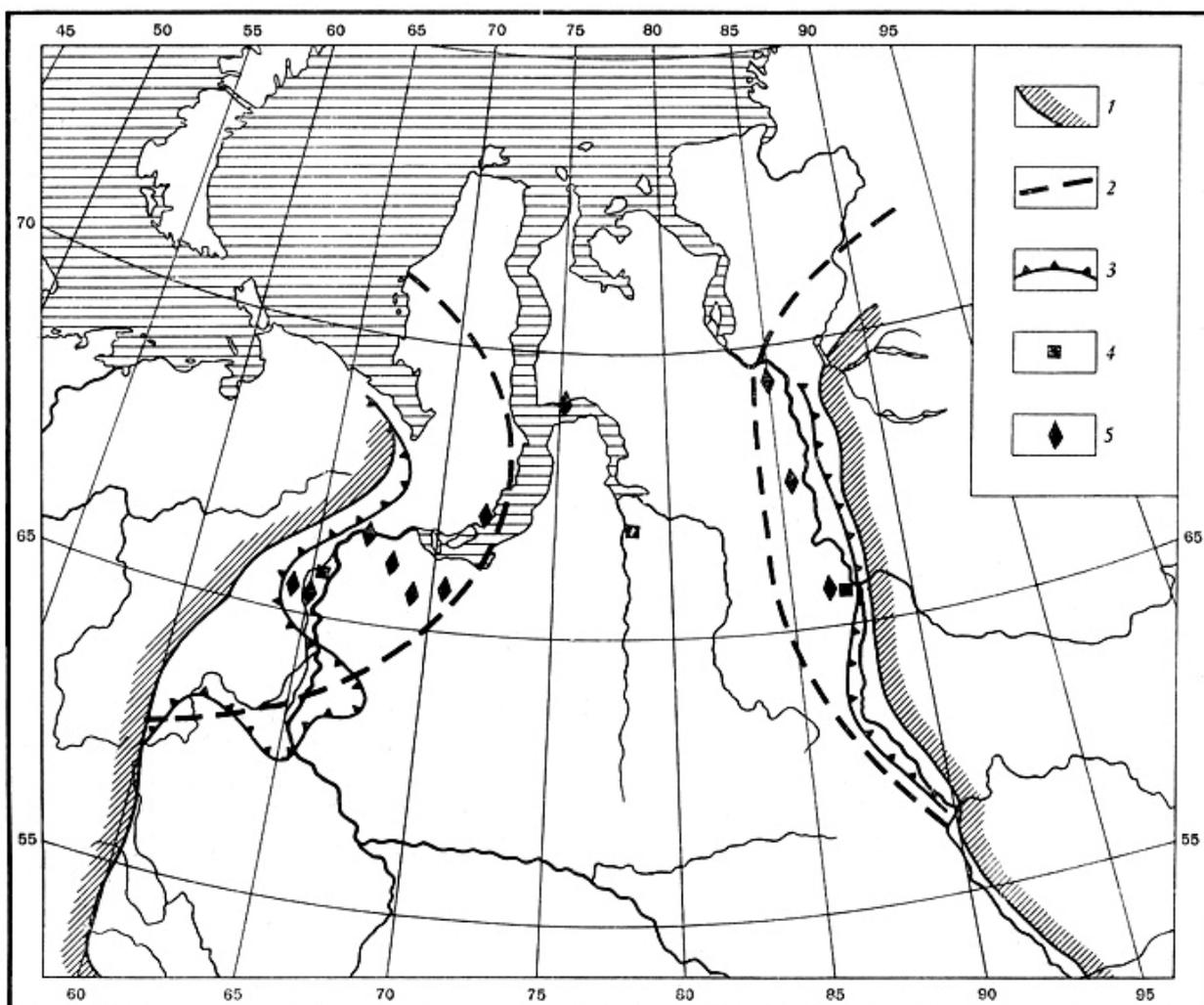


Рис. 3. Западная Сибирь в эпоху раннеплейстоценового оледенения и тобольского межледниковья.

1 — граница низменности; 2 — условное положение границы раннеплейстоценового оледенения; 3 — границы оледенения по Г. И. Лазукову (диссертация); 4 — морская фауна в отложениях казымской и туруханской свит; 5 — морская микрофауна в отложениях эпохи раннеплейстоценового оледенения и тобольского межледниковья (там же)

Совокупность рассматриваемых отложений аналогична вышележащему комплексу салехардской и санчуговской свит вместе с казанцевской свитой, связанному со среднечетвертичным оледенением и последующей трансгрессией. Таким образом, в четвертичном разрезе дважды повторяется одна и та же последовательность - плохо сортированные отложения с обломочным материалом и холододлюбивой фауной, перекрытые хорошо сортированными отложениями, почти без обломочного материала, с растительными остатками и более теплолюбивой фауной. Особенно близкое сходство наблюдается в западных районах низменности, где переслаивание хорошо отмученных и

мореноподобных разностей в полуйской свите делает ее очень похожей на салехардскую свиту. Так же, как и салехардская, полуйская свита к югу переходит в мореноподобные отложения демьянского оледенения. В свою очередь казымская и туруханская свиты близки к казанцевской.

Подобная аналогия позволяет заключить, что в раннем плейстоцене на Западно-Сибирской низменности также существовало оледенение. В краевой зоне ледника сформировались несортированные, мореноподобные отложения. В изостатической депрессии во время оледенения отложились осадки полуйской свиты, а после его исчезновения - казымской. Из-за отсутствия фактического материала для значительной части низменности, особенно для ее центральной части, распространение раннечетвертичного оледенения в настоящее время установить очень трудно. Однако из имеющихся данных можно заключить, что раннеплейстоценовое оледенение было существенно меньше самаровского. Во-первых, полуйская свита переходит в морену севернее, чем салехардская. Далее, салехардская и санчуговская свиты в почти неизменном виде перекрывают всю низменность, в том числе Ямал, Тазовский и Гыданский полуострова. В то же время в полуйской свите по мере удаления от Урала заметно уменьшается количество мореноподобных прослоев. Кроме того, полуйская и казымская свита хорошо выделяются только в Нижнем Приобье, на Полуе, на Тазовском полуострове и юге Гыданского полуострова, в основном вблизи современного побережья моря. Это указывает на сравнительно небольшое распространение оледенения.

Очертания раннеплейстоценовых ледников очень условно показаны на рис. 3. На востоке низменности оледенение, скорее всего, имело меньшие размеры. Уральский и Сибирский ледяные щиты в раннем плейстоцене, видимо, не смыкались. Такое смыкание, как и в среднем плейстоцене, привело бы к формированию широкого краевого пояса мореноподобных отложений и затоплению более южных частей низменности с образованием озерных осадков. Подобного рода отложения, расположенные под среднечетвертными отложениями, в настоящее время неизвестны.

Восстановление границ раннечетвертичного оледенения и последующей трансгрессии сильно затрудняется также тем, что их отложения находятся значительно ниже уровня моря и известны только в глубоких погребенных долинах. В ряде случаев последние могли испытывать длительное и устойчивое погружение по чисто тектоническим причинам, независимо от изостатических движений (выделение изостатических движений на фоне тектонических, эндогенных, для сравнительно небольшого района представляет значительно менее определенную задачу, чем для крупных регионов). Видимо, они представляли собой непрерывно погружавшиеся эстуарии типа современных губ на севере низменности. Морские условия могли существовать здесь еще до раннеплейстоценового оледенения и сохранялись до начала самаровского оледенения (затем до позднесамаровского времени эта область была перекрыта ледником). В период наступания Самаровский ледник двигался, контактируя со сравнительно глубоководным бассейном, и в этих районах нижние части салехардской свиты могли сформироваться еще в раннесамаровское время. Это обусловило непрерывный переход от казымской к салехардской свите. Впоследствии, после ухода самаровского ледника, эти области локального погружения были заполнены мощной толщей осадков.

В отличие от выводов, касающихся самаровского оледенения, основанных на большом фактическом материале, заключения о значительно менее изученном раннечетвертичном оледенении можно пока считать лишь предварительными.

#### НАЧАЛЬНАЯ СТАДИЯ САМАРОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ПРИЕНИСЕЙСКОЙ ЧАСТИ НИЗМЕННОСТИ

В отличие от западной части низменности, где салехардская свита ложится непосредственно на казымскую, на востоке отложения тобольского межледниковья -

туруханская свита - отделены от санчуговской свиты еще двумя горизонтами [*Марков, Лазуков, Николаев, 1965*]. Нижний, самаровский, горизонт представлен преимущественно мореной. Его мощность в среднем составляет 30-40 м. Морена наблюдается на отметках от -175 м до +250 м. В низовьях Енисея с ней сопоставляются валунно-галечные отложения. Верхний горизонт, мессовский, образован песками, морскими до Туруханска и аллювиальными в более южных районах. Мессовский горизонт распространен только в пределах древних долин. К Средне-Сибирскому плоскогорью он выклинивается, а самаровский горизонт и санчуговская свита переходят в единый горизонт морены.

Очевидно, в Приенисейской части низменности были развиты две стадии самаровского оледенения. Во время первой стадии ледник продвинулся в пределы низменности на относительно небольшое расстояние. Поэтому, отступая, он не оставил после себя глубокого изостатического прогиба, и в сравнительно небольших приледниковых водоемах образовались мореноподобные отложения. На севере, в низовьях Енисея, в это время существовал морской залив, и здесь вследствие разноса материала плавающими льдами накопились валунно-галечные отложения. Мессовский горизонт образовался после отступления ледника на Средне-Сибирское плоскогорье. После его образования в низменность проникло крупное оледенение. Отступая, оно оставило после себя глубокую депрессию, где сформировалась санчуговская свита. Точно установить распространение первой стадии оледенения в настоящее время невозможно из-за отсутствия данных по районам, достаточно удаленным от долины Енисея.

Рассмотренные выше вопросы неоднократно обсуждались с А.Г. Костяевым, занимающимся исследованием тех же проблем с других точек зрения. Пользуюсь случаем выразить признательность за ценные советы В.А. Магницкому и Ю.А. Мещерякову.

#### ЛИТЕРАТУРА

*Артюшков Е.В.* О характере изменения вязкости верхней мантии с глубиной. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, № 8, 1966.

*Артюшков Е.В.* Об установлении изостатического равновесия земной коры. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, № 1, 1967.

*Архипов С.А.* Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири». Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 44, 1964.

*Архипов С.А.* Палеогеография Западно-Сибирской низменности в антропогеновом периоде. Опыт составления серия палеогеографических карт. В кн.: «Основные проблемы изучения четвертичного периода». «Наука», 1965.

*Архипов С.А.* Четвертичный период в Западной Сибири. Дис., Новосибирск, 1968.

*Архипов С. А., Левина Т.П., Матвеева О.В.* Геологические и палеонтологические материалы о нижнечетвертичном ледниковом времени Западно-Сибирской низменности. Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода, № 33, 1967.

*Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.

*Волков И.А., Волкова В.С.* Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Основные проблемы изучения четвертичного периода». «Наука», 1965.

*Волкова В.С.* Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. «Недра», 1966.

*Воллосович К.К.* Материалы для познания основных этапов геологической истории европейского Северо-Востока в плиоцене - среднем плейстоцене. В кн.: «Геология кайнозоя Севера европейской части СССР». Изд-во МГУ, 1966.

*Вялов С.С.* К теории вязко-пластичного течения ледниковых покровов. Сов. антаркт. экспед., т. 10. «Морской транспорт», 1960.

*Гроссвальд М.Г.* Оледенение Баренцева шельфа в позднем плейстоцене и голоцене. Материалы гляциологических исслед., вып. 13. М., 1967.

- Загорская Н.Г., Яшина З.И., Слободин В.Я., Левина Ф.М., Белевич А.М.* [Морские неоген \(?\) - четвертичные отложения нижнего течения р. Енисея](#). Тр. НИИГА, т. 144, 1965.
- Заррина Е.П., Каплянская Ф.А., Краснов И.И., Миханков Ю.М., Тарноградский В.Д.* Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности. Материалы по четвертичной геол. и геоморфол. СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 4, 1964.
- Захаров Ю.Ф.* Четвертичные отложения Нижнего и Среднего Приобья, Северного Зауралья и их корреляция. В кн.: «Основные проблемы изучения четвертичного периода». «Наука», 1965.
- Зубаков В.А.* Плейстоценовые отложения долины р. Енисей на участке Красноярск - устье Ангары. В кн.: «Четвертичный период и его история». «Наука», 1965.
- Зубаков В.А.* Геохронологическая шкала материкового плейстоцена по радиометрическим данным. Геохимия, № 2, 1967<sub>1</sub>
- Зубаков В.А.* Плейстоценовые отложения Енисейской впадины. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 145; 1967<sub>2</sub>.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.* Стратиграфия плейстоценовых отложений низовьев рек Иртыша и Тобола. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 145, 1967.
- Краснов И.И.* Региональная унифицированная и корреляционная стратиграфическая схема четвертичных отложений европейской части СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 145, 1967.
- Кузин И.Л., Чочиа Н.Г.* Проблема оледенений Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Основные проблемы изучения четвертичного периода». «Наука», 1965.
- Лаврова М.А., Троицкий С.Л.* [Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири](#). В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода». Изд-во АН СССР, 1960.
- Лазуков Г.И.* К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичных отложений бассейна нижней Оби. Тр. Межведомств. совещ. по стратигр. Сибири. Гостоптехиздат, 1957.
- Люстих Е.Н.* Изостазия и изостатические гипотезы. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, т. 38 (165), 1957.
- Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А.* Четвертичный период. Изд-во МГУ, 1965.
- Мещеряков Ю.А., Синягина М.И.* Состояние знаний о современных движениях земной коры, В сб.: «Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения». Изд-во АН СССР, 1961.
- Николаев Н.И.* Неотектоника и ее выражение в рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1962.
- Попов А.И.* Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири. Вопросы географии, № 12, 1949.
- Попов А.И.* [Палеогеография плейстоцена Большеземельской тундры](#). Вестник Моск. ун-та, сер. геогр., № 6, 1961.
- Попов А.И.* Сопоставление опорных разрезов четвертичных отложений Севера Западной Сибири и Большеземельской тундры. В кн.: «Основные проблемы изучения четвертичного периода». «Наука», 1965.
- Сакс В.Н.* Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. НИИГА, т. 77, 1953.
- Соколов В.Н.* Северная часть Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Четвертичные отложения Советской Арктики». Тр. НИИГА, т. 91, 1959.
- Станкевич Е.Ф.* [О четвертичных отложениях района Вашуткинских озер и рек Хабогей-Ю и Нертей-яга](#). Материалы совещ. по изуч. четвертичн. периода, т. 2. Изд-во АН СССР, 1961.
- Стрелков С.А.* Север Сибири. «Наука», 1965.
- Стрелков С.А., Сакс В.Н., Архипов С.А., Волкова В.С.* Проблема четвертичных оледенений Сибири. В кн.: «Основные проблемы изучения четвертичного периода». «Наука», 1965.

*Троцкий С.Л.* [Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга.](#) «Наука», 1966.

*Флинт Р.Ф.* Ледники и палеогеография плейстоцена. ИЛ, 1963.

*Шацкий С.Б.* Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях у юрт Еутских на р. Большой Юган и вблизи г. Ханты-Мансийска. В кн.: «Основные проблемы изучения четвертичного периода». «Наука», 1965.

*Шуйский П.А.* Основные итоги изучения Антарктики за десять лет. В кн.: «Оледенение Антарктиды». «Наука», 1967.

*Эмилиани Ч.* Изменения климата кайнозойской эры, определенные по стратиграфии и хронологии глубоководных колонок глобигериново-иловых фаций. В кн.: «Солнечная активность и изменения климата». Гидрометиздат, 1966.

*Яковлев С.А.* Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Госгеолтехиздат, 1956.

*Artyushkov E.V.* On the isostatic equilibrium of the Earth's crust. Ann. Acad. Sci. Fennicae, A III, vol. 90, 1966.

*Crittenden M.D.* Geologic evidence for a weak Earth. Geophys. J. Roy. Astron. Soc. vol. 14, 1967.

*Ewing M., Le Pichon X., Ewing J.* Crustal Structure of the mid-ocean ridges. 4. Sediment distribution and the Cenozoic history of the Mid-Atlantic Ocean Ridge J Geophys. Res., vol. 71, 1966.

*Fairbridge R.* Mean sea level during the last 20 000 years. Aride Zone Res., vol. 20. 1963.

*Freehen J., Lippolt H.J.* Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vulkanismus, Rheinterrassen und der Eiszeiten. Eiszeitalter und Gegenwart., Bd 16, 1965.

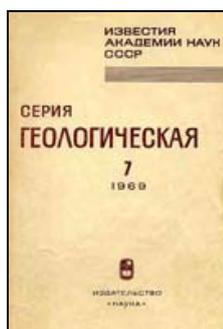
*Gutenberg B.* Changes in sea level, postglacial uplift and mobility of the Earth's interior. Bull. Geol. Soc. America, vol. 52, 1941.

*Lliboutry L.* Traiite de glaciologie, i. 2. Paris, 1965.

*Sauramo M.* Die Geschichte der Ostsee. Ann. Acad. Soi. Fennicae, A. III, vol. 51, 1958.

Статья поступила в редакцию  
1 апреля 1968 г.

**Ссылка на статью:**



*Артюшков Е.В.* **Четвертичные оледенения и трансгрессии в Западной Сибири.**  
Известия АН СССР, сер. геол., 1967, № 7, с. 98-114.