

Г.И. ЛАЗУКОВ

ЭТАПЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Западно-Сибирскую равнину (низменность) нередко называют величайшей аккумулятивной аллювиальной равниной Земли. Это верно лишь частично, ибо ее равнинность - результат не только аллювиальной, но и морской, ледниковой и озерной аккумуляции, проявившейся в плейстоцене практически в пределах всей равнины и радикально изменившей общий характер рельефа, существовавшего в доантропогеновое время. Размеры ледниковой аккумуляции и площади ее проявления обычно преувеличиваются, а масштабы морской аккумуляции недооцениваются. Однако роль аккумуляции в формировании современного облика крупных черт рельефа была огромной, особенно на севере равнины. На юге значительный удельный вес имели и имеют озерно-аллювиальные и субаэральные процессы.

Роль каждого из названных факторов неоднократно менялась, следствием чего является сложное напластование, фациальные замещения и прислонения мощных толщ разногенетических осадков, стратиграфическое расчленение и генетическое толкование которых до сих пор является предметом оживленных дискуссий в связи с разнообразием взглядов исследователей антропогена Западной Сибири (С.А. Архипов, В.С. Волкова, И.А. Волков, В.И. Гудина, Н.Г. Загорская, Ю.Ф. Захаров, А.А. Земцов, В.А. Зубаков, Ф.А. Каплянская, И.Л. Кузин, Г.И. Лазуков, В.А. Лидер, В.А. Мартынов, Б.В. Мизеров, В.А. Николаев, А.И. Попов, В.Н. Сакс, С.А. Стрелков, О.В. Суздальский, В.Д. Тарноградский, С.Л. Троицкий, В.В. Фениксова, Н.Г. Чочиа, С.Б. Шацкий и др.). Различия во взглядах на стратиграфию проступают ярко в литературе и проистекают в конечном итоге из различных представлений на историю неоген-плейстоценового осадконакопления. Из-за небольшого объема статьи мы не можем останавливаться даже на кратком разборе этих стратиграфических разногласий. Дальнейшее изложение материала по истории плейстоценового осадконакопления базируется на наших представлениях о синхронном развитии некоторых оледенений и трансгрессий, изложенных нами в ряде статей. Несмотря на то, что эта идея высказывалась некоторыми исследователями сравнительно давно (например, [Кулик, 1926]), ее обоснование материалами по Западной Сибири впервые дано А.И. Поповым [1949].

Особенности и характер плейстоценового осадконакопления на Западно-Сибирской равнине предопределялись суммой взаимозависимых факторов, соотношения между которыми неоднократно менялись как во времени, так и в пространстве. Благодаря этому в разные эпохи роль каждого из факторов была различной. Главным, «командным» фактором были тектонические движения, оказывавшие непосредственное и опосредствованное влияние на осадконакопление в целом, а также на особенности

проявления факторов аккумуляции. Поэтому выявление тектонического режима и его изменений имеет первостепенную важность в выяснении истории осадконакопления и в стратиграфических построениях, а особенно при корреляциях геологических тел и палеогеографических событий. Различное толкование особенностей проявления неотектоники является причиной многих крупных разногласий по вопросам стратиграфии, палеогеографии и осадконакопления.

Тектонические движения на севере равнины и в пределах Полярного бассейна обуславливали неоднократные вертикальные колебания уровня моря. Это приводило к существенным изменениям в соотношениях между сушей и морем, вызывало проникновение моря далеко в пределы равнины и смену континентальной седиментации морской. Колебания уровня Полярного бассейна - главного базиса эрозии - оказывали огромное влияние на осадконакопление, а в более южных районах равнины вызывали перестройку эрозионно-аккумулятивной деятельности речных артерий, смену аккумуляции денудацией и т.п. Проникновение моря в глубь равнины приводило к заметному ее увлажнению, что тоже отражалось на особенностях и характере осадконакопления. Колебания уровня Полярного бассейна были поэтому мощным фактором, предопределявшим осадконакопление на большей части равнины, и влияли на целый ряд других факторов осадконакопления и агентов транспортировки (речной эрозии и аккумуляции, ледниковой деятельности, ледового и айсбергового разноса и т.д.). В тесной причинной зависимости от морских трансгрессий и регрессий Полярного бассейна находилась и абразионно-аккумулятивная деятельность ледниковых покровов, распространявшихся в Западной Сибири на заметно более скромных площадях, чем считалось ранее. Но для возникновения материковых льдов и их распространения необходимы были и общепланетарные похолодания. Однако в условиях сибирского климата главную роль в этом играло увеличение влажности [Воейков, 1881; Попов, 1959 и др.].

На юге равнины, во внеледниковой области, господствующими процессами на протяжении всего антропогена были эрозионно-аккумулятивная деятельность и субаэральные процессы, характер и масштабы проявления которых находились в тесной зависимости от климатических и тектонических причин.

В связи с особенностями осадконакопления Западно-Сибирская равнина отчетливо подразделяется на 3 крупные области: 1) область преимущественно морской аккумуляции (территория к северу от Сибирских Увалов); 2) область преимущественно ледниковой и приледниковой аккумуляции (территория Приуральских, Приенисейских и частично центральных районов равнины, в пределах которых происходила ледниковая и водно-ледниковая аккумуляция) и 3) внеледниковая область (территория южных районов, располагающаяся за пределами максимального распространения ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции). Площади и границы этих областей в плейстоцене существенно изменялись, исходя из изменений палеогеографических обстановок. Соответственно менялся «удельный вес» и характер процессов осадконакопления.

В связи с этим отметим, что на карте в работе В.А. Мартынова, Б.В. Мизерова и С.А. Стрелкова [1964] неоправданно ограничено показаны районы распространения морской аккумуляции. Совершенно не получила отражения мощная и обширная по площади область аккумуляции в ямальском (санчуговском) бассейне. Но очень широко отображены на севере равнины районы распространения ледниковых и водно-ледниковых средне- и верхнеплейстоценовых отложений. К тому же совершенно неоправданно на карте показана субширотная полоса распространения озерно-аллювиальных верхнеплейстоценовых отложений, не имеющая никакого подтверждения фактическим материалом. Она показана, вероятно, исходя из идеи о смыкании льдов сибирского и уральского центров в зырянскую ледниковую эпоху. Практически все эти районы являются районами длительной и устойчивой морской аккумуляции.

Анализ материалов по геолого-геоморфологическому устройству равнины, ее палеогеографическому развитию, по характеру напластования, залегания, распространения и генезиса плейстоценовых отложений позволяет выделить 2 крупных длительных этапа осадконакопления, получивших отражение в пределах всей равнины, но весьма различно проявившихся в каждой из названных областей: 1) этап преобладания мощной морской и ледниковой аккумуляции (северные и центральные районы) и повышенной озерно-аллювиальной аккумуляции (южная часть равнины), нижний - средний плейстоцен; 2) этап господства озерно-аллювиальной аккумуляции при постепенном сокращении площадей морской аккумуляции (верхний плейстоцен - современность).

Этими двумя этапами охватывается все плейстоценовое осадконакопление Западно-Сибирской равнины и формирование современных черт геоморфологического устройства.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ РАВНИНА В ДОАНТРОПОГЕНОВОЕ ВРЕМЯ

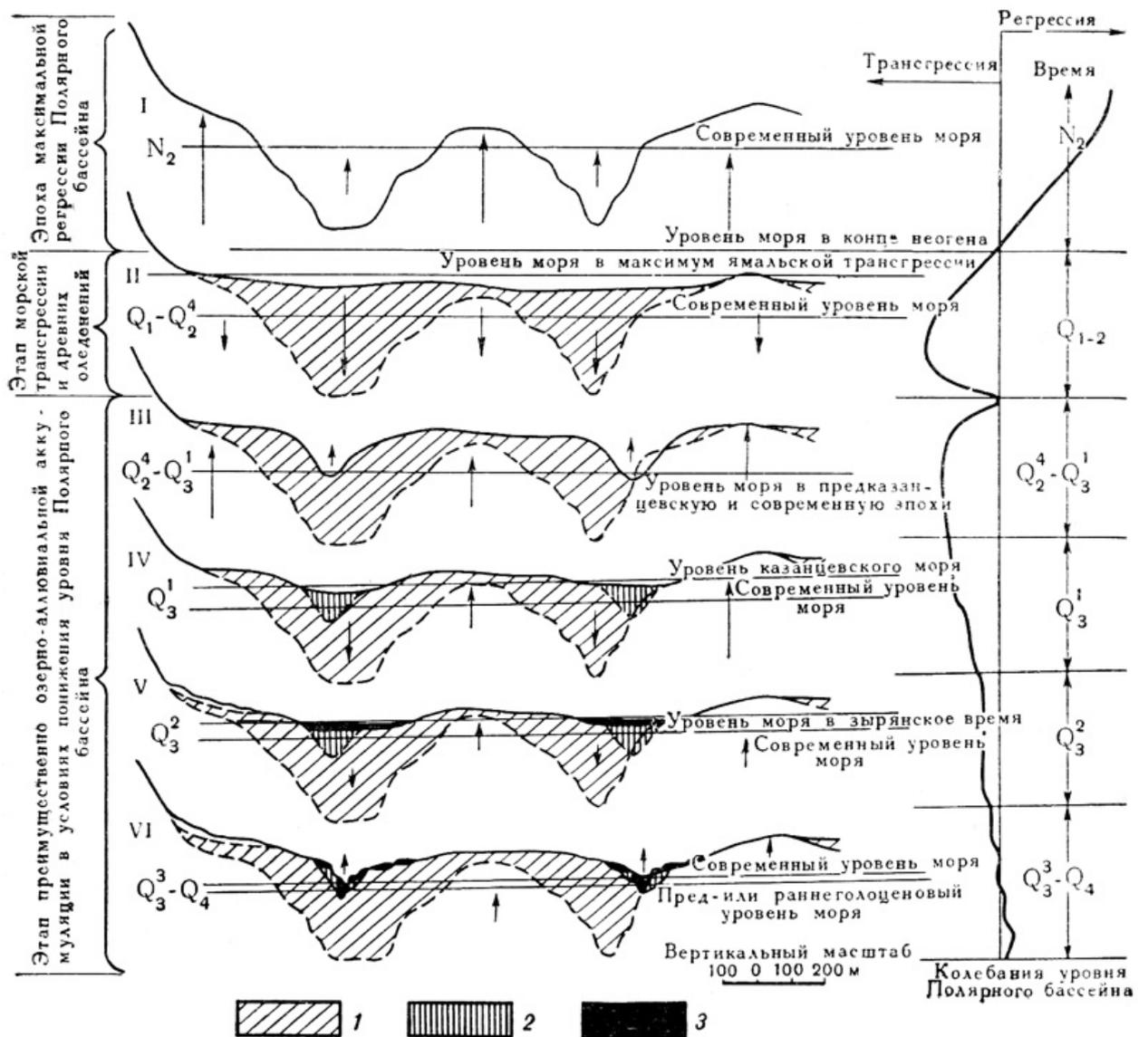
Прежде чем перейти к описанию особенностей осадконакопления, кратко охарактеризуем палеогеоморфологическую обстановку предчетвертичного времени, так как рельеф конца неогена длительное время оказывал заметное влияние на осадконакопление. Существующие материалы по различным районам Западно-Сибирской равнины (за исключением лишь некоторых районов юга - Кулунда, Бараба и др.) свидетельствуют о том, что плейстоценовые осадки лежат на неровной, сильно размытой поверхности разновозрастных пород. Максимальная глубина размыва была на севере, в области сплошного распространения ниже-, среднеплейстоценовых морских отложений. Их подошва залегает здесь местами на 250-290 м ниже современного уровня моря, а максимальные глубины расчленения кровли коренных пород составляют 450-550 м [Архипов, 1960; Загорская и др., 1965; Зубаков, 1961; Кузин, Чочиа, 1965; Лазуков, 1960; Сакс, 1953; Стрелков, 1965; Троицкий, 1967 и др.]. К югу равнины расчленение уменьшается до нескольких десятков метров [Адаменко, 1967; Мартынов, 1966 и др.].

Особенности расчленения доантропогеновых пород свидетельствуют о том, что оно образовано эрозионными потоками, долины которых прослеживаются в пределах всех областей равнины. Наиболее крупные долины (пра-Оби, пра-Надыма, пра-Енисея и многих других рек) территориально наследуются современными долинами. Древние долины, как правило, были шире и глубже современных, а главным базисом эрозии им служил уровень Полярного бассейна, располагавшийся значительно ниже (на 300-400 м) современного (рисунок). Почти полное отсутствие на севере аллювия в долинах является, во-первых, следствием преобладания процессов размыва над аккумуляцией во время разработки долин, происходившей в условиях положительных тектонических движений; во-вторых, результатом абразионной деятельности начальных фаз морской трансгрессии, воды которой проникли вглубь равнины прежде всего по долинам. Третьей причиной отсутствия аллювия в днищах и на склонах древних долин является все еще слабая степень изученности. Вероятно, имеющиеся местами аллювиальные отложения еще не вскрыты скважинами.

Рассматриваемая эпоха с наиболее низким положением уровня Арктического бассейна и его минимальными (за неоген-четвертичную историю) размерами была характерна для обширных территорий северного полушария и является четким маркирующим рубежом для областей, прилегающих к Полярному бассейну.

Низкое положение подошвы морских осадков и глубокое расчленение доантропогеновых пород присущи северу Западной Европы, Русской равнины, Западной Сибири, Таймырской низменности, Приморской низменности, северным районам Северной Америки, на что обращают внимание многие исследователи. При движении на

юг глубина расчленения уменьшается, а днища долин залегают на положительных отметках.



Принципиальная схема последовательных эпох осадконакопления в пределах Западно-Сибирской равнины и их соотношения с колебаниями уровня Полярного бассейна:

1 — ниже-, среднеплейстоценовые отложения (ямальская серия, красодубровская свита и др.); 2 — отложения казанцевского межледникового; 3 — аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения речных долин; стрелками показаны преобладающие направления тектонических движений (длина стрелок отражает различную интенсивность движений)

ПЕРВЫЙ ЭТАП ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ (НИЖНИЙ - СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН)

Конец неогена был важным переломным рубежом в радикальной смене характера процессов денудации и аккумуляции. Первой причиной явилось изменение знака тектонических движений на обратный как в пределах современной суши, так и в акватории Арктического бассейна. Это отразилось прежде всего на изменении уровня моря и береговой линии в связи с погружением шельфа современных морей. В начале антропогена море проникло на север современной суши Западной Сибири, превратив древние долины в обширные заливы-эстуарии, вдававшиеся вглубь равнины. С этого времени здесь началась аккумуляция морских осадков, происходившая в обстановке

погружения суши и повышения уровня моря вплоть до конца среднего плейстоцена. Южнее области трансгрессии в речных долинах началось сказываться подпрудное влияние моря, выразившееся в смене врезания преобладанием аккумуляции озерных, дельтовых и аллювиальных осадков. Еще южнее, за пределами влияния подпора, характер эрозионно-аккумулятивной деятельности, по-видимому, не претерпел заметных изменений, т.е. в центральных и южных районах равнины, вероятно, продолжали преобладать процессы размыва [*Мизеров, 1965; Волкова, 1966; Лазуков, 1967* и др.]. На междуречных пространствах преобладала денудация.

По мере проникновения моря в глубь равнины все большие территории погружались под морские воды. В нижнем плейстоцене в эпоху демьянского (баихинского) оледенения южные окончания заливов на Енисее располагались в районе устья р. Турухана, в долине пра-Оби - несколько севернее пос. Березова, в долине пра-Надыма - южнее устья р. Пр. Хетта, т.е. около 65° с.ш. Судя по фораминиферам [*Басов и Слободин, 1965; Гудина, 1966*], море было сравнительно мелководным. В нем формировались преимущественно супесчано-суглинисто-глинистые осадки (полуйская свита западных и варомыяхинские слои восточных районов). Пески имеют явно подчиненное значение. Типичными важными палеогеографическими особенностями этих осадков являются довольно постоянная встречаемость крупнообломочного материала (галечки и валунов) и частое присутствие плохо отсортированных супесей и суглинков мореноподобного облика, переслаивающихся с типично водными хорошо отмученными осадками. Мощности рассматриваемых отложений равняются обычно нескольким десяткам метров (максимальная более 100 м).

Наличие валунно-галечникового материала во всех разностях, неоднократные переслаивания плохо и хорошо отсортированных осадков, их фациальные замещения друг другом по простирацию, а также присутствие в них фораминифер, установленных теперь во многих районах, свидетельствуют о морской среде осадконакопления. Мореноподобный облик некоторых горизонтов и присутствие крупнообломочного материала - результат участия в процессе осадконакопления морских льдов и айсбергов. Последние продуцировались ледниками, спускавшимися в море с Полярного Урала и Средне-Сибирского плоскогорья, являвшихся в то время центрами оледенения. Небольшие глубины моря, сильная изрезанность южной береговой линии (обилие заливов) затрудняли разнос айсбергов и льдин на большие расстояния. Поэтому крупнообломочный материал с Урала и Сибирской платформы в большом количестве встречается в западных и восточных районах, в центральных же районах (Пур, Таз, юго-запад Гыдана) - гравийно-галечно-валунный материал местного происхождения, представленный обломками осадочных пород, распространенных в этих районах. Большие мощности отложений являются следствием проявления ледникового фактора аккумуляции, поставляющего в бассейн огромное количество терригенного материала.

За пределами моря материковые льды распространялись на равнину. Наиболее значительная ледниковая лопасть была на западе, в бассейне Сев. Сосьвы и левобережья р. Оби, заходя в низовья Казыма. На востоке льды переходили на левобережье Енисея между устьями Подкаменной Тунгуски и Турухана. Абразионно-аккумулятивная деятельность нижнеплейстоценового ледника была весьма своеобразной. Ледник, выходя на равнину, двигался по глубоко расчлененному рельефу, обогащался обломками палеогеновых и мезозойских пород и формировал (обычно в древних долинах) сильно насыщенную этими обломками морену. Иногда такая морена почти целиком состоит из перемятых и перемешанных кусков пород мезокайнозоя. Отторженцы коренных пород есть в баихинской морене бассейна Енисея [*Зубаков, 1961; Архипов, 1964* и др.]. Местами имеются следы механического воздействия льда на подстилающие породы [*Лазуков и Назаревич, 1962*].

Ледниковые лопасти, перегородив долины, вызвали образование подпрудных бассейнов. Подобные подпруды возникли в долинах Оби, Кызыма, Сев. Сосьвы, Енисея и

в ряде долин более мелких рек. В этих водоемах происходило формирование главным образом супесчано-суглинисто-глинистых, нередко ленточноподобно слоистых осадков, залегающих обычно в основании антропогенного разреза. Южнее подпруд в речных долинах происходила эрозионно-аккумулятивная деятельность потоков речного типа, регламентировавшаяся отчасти особенностями ледникового питания за счет таяния льдов южного горного обрамления и менее благоприятным климатом этой эпохи.

Опускания суши, продолжавшиеся непрерывно до конца среднего плейстоцена, постоянно увеличивали площадь морского бассейна за счет продвижения береговой линии в южном направлении. На северо-востоке (бассейн Енисея) опускания прерывались, вероятно, поднятиями, о чем свидетельствуют указываемые рядом исследователей локальные перерывы [*Загорская и др., 1965*], а также и то, что здесь довольно широко распространен горизонт аллювия мессовского времени, замещающий морскими осадками на самом севере, где морской режим существовал почти непрерывно. В этом сказалась приуроченность этого района к более активной тектонической зоне, т.е. к зоне перехода Сибирской платформы к Западно-Сибирской плите. На юге, в области распространения пород красnodубровской свиты, где преобладали озерно-аллювиальные, озерные и субаэральные процессы, осадконакопление также неоднократно прерывалось размывами или отсутствием аккумуляции, на что указывают горизонты погребенных почв, встречающиеся в различных по вертикали частях этой мощной толщи осадков.

Ко времени максимума трансгрессии береговая линия достигла Сибирских Увалов и располагалась примерно на 100-120 м выше современного уровня моря. Под морскими водами оказались древние долины и все наиболее крупные междуречья. Благодаря синхронному развитию максимальной фазы морской трансгрессии с максимальным распространением материковых льдов среднеплейстоценового самаровского (бахтинского) оледенения эта эпоха была наиболее своеобразной и специфической по сравнению с предыдущими и последующими не только в палеогеографическом отношении, но и по условиям осадконакопления. Но прежде чем остановиться на их характеристике, остановимся на описании условий аккумуляции в первой половине среднего плейстоцена, т.е. в тобольское время.

Тобольское межледниковье - эпоха дальнейшего повышения уровня моря и погружения севера равнины. Из анализа материалов по условиям залегания, распространения, генезису и мощностям морских и континентальных осадков вытекает, что территория к северу от Сибирских Увалов испытывала значительно большее погружение, чем районы, располагающиеся южнее Сибирских Увалов. Последние представляли собой как бы субширотный шарнир, посредством которого сочленялись районы с разным характером и амплитудой движений. Необходимо заметить, что Сибирские Увалы являлись важным тектоническим элементом не только в плейстоцене, но и в течение всего кайнозоя [*Чочиа и др., 1968*]. Вторым подобным элементом является зона Васюганских поднятий [*Архипов, 1968*], которая разделяет центральные районы равнины от южных, тектоническое развитие которых и история осадконакопления существенно отличались между собой, а также и от северных районов, покрывавшихся морскими водами. На особенности осадконакопления различных районов главное влияние оказывал общий структурно-тектонический план Западно-Сибирской плиты. Главным образом им была предопределена мозаичная, но закономерная картина осадконакопления мезокайнозоя, в том числе и плейстоцена. Однако в плейстоценовом осадконакоплении указанные субширотные элементы (Сибирские Увалы и зона Васюганских поднятий) вносили значительные коррективы. Это заметно ощущалось уже в нижнеплейстоценовое время, когда мощная аккумуляция происходила на обширных площадях к северу от Сибирских Увалов (морские осадки) и к югу от зоны Васюганских поднятий (аллювиально-озерные, субаэральные). Между этими зонами аккумуляция была значительно меньшей мощности.

Такая же тенденция проявлялась и в тобольское межледниковье. Наиболее мощная аккумуляция была в зоне морской трансгрессии (формирование казымских, туруханских (устьесоленинских) осадков). Причем на преобладающей площади аккумуляция происходила непрерывно. Лишь в районах, прилегающих к Сибирской платформе (бассейн Енисея), имели место локальные размывы [*Архинов, 1964; Загорская и др., 1965; Зубаков, 1965* и др.]. В рассматриваемое время сформировалась мощная (десятьки метров) толща главным образом супесчано-суглинисто-глинистых осадков, отличающихся выдержанностью литологического состава на больших площадях. Для них типично отсутствие или небольшое количество крупнообломочного материала, полное отсутствие мореноподобных плохо сортированных разностей супесей и суглинков. Как и более древние (полуйские и варомыяхинские) отложения, они залегают в древних долинах. Последние ко времени окончания аккумуляции в тобольское время были значительно выполнены осадками, однако главные междуречья продолжали оставаться пониженными участками суши, а некоторые из них стали низкими островами.

Особенности распространения и залегания рассматриваемых осадков и палеонтологические данные (главным образом, фораминиферы, в меньшей мере диатомеи и морские моллюски) говорят о свободном соединении западных и восточных участков моря, благодаря чему обнаруживается сходство обских и устьесоленинских комплексов фораминифер [*Гудина, 1965; Загорская и др., 1965*]. Максимальные глубины бассейна, вероятно, достигали 150-200 м, соленость была близка к нормальной (несколько ниже), температуры воды близки к 0°.

Тобольское межледниковье большинством исследователей считается временем формирования великих западносибирских прарек, аллювий которых имеет очень широкое распространение. Как правило, к зонам распространения аллювия тобольских рек приурочены и наиболее крупные современные долины (Обь, Иртыш, Енисей и др.). Аллювий тобольского времени широко представлен и на юге равнины монастырской свитой, слагающей нижнюю пачку пятой (бийской) террасы [*Адаменко, 1967*]. На юге формировались и субаэральные отложения части красnodубровской серии, вероятно, федосовская свита [*Мартынов, 1961* и др.]. В северном направлении тобольские отложения фациально замещаются морскими казымскими и устьесоленинскими (туруханскими) осадками.

Исходя из большой мощности аллювия (до 30-60 м) и его широкого площадного распространения, некоторые исследователи [*Волкова и Волков, 1965* и др.] делают выводы о значительно большей (в десятки раз) водности тобольских рек. Однако нам представляется, что для такого маловероятного вывода нет оснований. Большие мощности аллювия вполне правдоподобно и более логично можно объяснить формированием в условиях опускания и подпруживания (в низовьях Иртыша и в нижней Оби севернее устья Иртыша) водами морского бассейна. Об этом свидетельствует и верхняя часть аллювия, представленная пойменными и озерными фациями повышенной мощности (до 15-20 м). Аккумуляция основной части аллювия происходила в климатических условиях, близких к современным, т.е. в межледниковье. Самые же верхние горизонты пойменных и озерных фаций формировались при более холодном климате [*Соколова, 1965; Волкова, 1966* и др.], отвечающем начальным фазам самаровского оледенения. Аккумуляция аллювия и озерных отложений в районах, покрываемых материковыми льдами, прекратилась во время надвигания льда и образования ледяной запруды, обусловившей возникновение в долинах подпружных водоемов (долины Иртыша и Енисея). Осадконакопление в них было очень интенсивным за счет большого твердого стока. Подпруженные долины были быстро заполнены речными и тальми ледниковыми водами, которые «переливались через край» и стекали в ямальский бассейн между несмыкавшимися краями уральского и сибирского ледниковых покровов, формируя обширную озерно-аллювиальную, а местами водно-ледниковую равнину, «привязанную» к максимально высокому стоянию уровня трансгрессивного (ямальского) бассейна. Она широко распространена и характеризуется

равнинностью и сильной заболоченностью. И.А. Волков и В.С. Волкова [1965], И.Г. Чочиа и И.Л. Кузин [1966], некоторые другие исследователи считают, что в центральных районах равнины (южнее Сибирских Увалов) во время максимума трансгрессии было обширное озеро-море, соединявшееся с морским бассейном. Нам подобная палеогеографическая обстановка представляется маловероятной.

Зона ледникового осадконакопления ограничивалась областями распространения сибирского и уральского покровов. Бассейн нижней Оби (особенно Белогорский материк) являлся краевой зоной ледникового покрова. Поэтому осадконакопление отличалось наибольшей динамичностью, неоднократной сменой аккумуляции размывом, формированием мощных (до 100 м и более) разногенетических (моренных, флювиогляциальных, озерно-ледниковых) отложений, многократно замещающих друг друга, отчего местами имеется до 3-6 осцилляторных моренных горизонтов, разделенных озерно-ледниковыми или флювиогляциальными осадками. Некоторые из этих горизонтов принимаются за морены самостоятельных ледниковых эпох - самаровской, тазовской, белогорской [*Каплянская и Тарноградский, 1966* и др.]. Как неоднократно указывалось [*Лазуков и Хлебников, 1962; Лазуков, 1964*], они составляют единый, но сложно построенный горизонт, отвечающий одному самаровскому оледенению. Имеющаяся же пестрота строения Белогорского материка - результат сложной динамики ледникового покрова, испытывавшего неоднократные наступательные и отступательные подвижки осцилляционного характера, а может быть иногда и более длительных стадий отступления. Ею могла быть так называемая тазовская стадия, довольно четко прослеживаемая в бассейне Енисея [*Архипов, 1960; Зубаков, 1961* и др.]. При движении к Уралу (к центру оледенения) строение ледниковых отложений становится более однообразным, монотонным, характеризуется меньшей литолого-фациальной пестротой. И здесь не выделяется ледниковый горизонт, который отвечал бы тазовскому или белогорскому оледенению [*Милюкова, 1960; Трофимов, 1964; Захаров, 1965; Лидер, 1965* и др.].

В области распространения сибирского ледникового покрова литолого-генетическая пестрота отложений уменьшается [*Зубаков, 1958; Архипов, 1960* и др.]. Причиной этого, по нашему мнению, служит расположение основной части изученных разрезов по долине Енисея, т.е. вблизи от центра ледникового питания. По сравнению с краевой областью здесь более однообразные условия аккумуляции. В зоне же максимального распространения сибирского ледникового покрова (в бассейнах рек Югана, Ваха и др.) ледниковые отложения характеризуются небольшими мощностями (единицы метров) и также довольно однообразным литолого-генетическим составом. Значительные различия в мощностях ледниковых отложений самаровского оледенения (в краевой зоне уральского покрова (Белогорский материк, Самаровский эрозионный останец) 100 м и более, а в краевой зоне сибирского покрова 5-10, максимум 15 м), вероятнее всего, объясняются тем, что сибирский покров находился здесь короткое время (может быть, лишь в фазу максимального продвижения). Отсюда и малая мощность отложений и однообразие литологии. К тому же в бассейнах рек Югана, Ваха, Агана и других какая-то часть ледниковых отложений была уничтожена во время формирования среднеплейстоценовой озерно-аллювиальной равнины, в образовании которой участвовали и талые ледниковые воды. Эта равнина в зоне Сибирских Увалов сочленялась с прибрежно-морской равниной, формировавшейся во время максимума ямальской трансгрессии.

Салехардская (санчуговская) трансгрессия развивалась синхронно с максимальным оледенением. В этом было главное своеобразие палеогеографической обстановки этой эпохи. Синхронная аккумуляция и фациальные замещения морских и ледниково-морских осадков ледниковыми происходили в переходных зонах, располагающихся в приуральских и приенисейских районах. Здесь была неоднократная смена ледниковых и морских условий, вызывавшаяся климатическими колебаниями, обусловившими

осцилляции и колебания уровня моря - следствиями проявления главным образом тектонических движений. В связи с этим в подобных зонах «борьбы» морских и ледниковых условий могут быть и морские и ледниковые отложения.

Морские и ледниково-морские отложения этой эпохи, т.е. салехардские и санчуговско-тазовские, в литературе охарактеризованы довольно полно как в литологическом, так и в палеонтологическом отношении (З.В. Алешинская, С.А. Архипов, В.А. Басов и В.Я. Слободин, А.М. Белевич, В.И. Гудина, Л.В. Голубева, Н.Г. Загорская и др., Н.Г. Заикина, В.А. Зубаков, Г.И. Лазуков, Ф.М. Левина, Б.В. Мизеров, А.И. Попов, И.В. Рейнин, В.Н. Сакс, В.Н. Соколов, С.А. Стрелков, С.Л. Троицкий, Н.Г. Чочиа и др.). В связи с этим остановимся на некоторых особенностях их осадконакопления. Как и для нижнеплейстоценовых отложений для них типично широкое распространение ледово-морских и ледниково-морских (мореноподобных) осадков. Взаимоотношения между ними указывают на синхронное накопление и тех и других. Грубый состав морено-подобных супесей и суглинков - результат вытаивания разнородного по гранулометрии терригенного материала главным образом из айсбергов, которые, передвигаясь, нередко садились на мели. Валунно-галечниковый материал, содержащийся в большом количестве, разносился как айсбергами, так и припайными льдами. Пользуясь случаем, заметим, что крупнообломочный материал содержится во всем разрезе салехардских осадков, а не только в нижней или только в верхней частях, как отмечается некоторыми исследователями (например, [Стрелков, 1965]), из чего делаются важные, но неверные стратиграфические и палеогеографические построения. Разнос крупнообломочного материала и формирование грубых мореноподобных разностей происходили в течение всего времени формирования салехардских и санчуговско-тазовских отложений, указывая тем самым на постоянное участие ледового и айсбергового агентов разноса терригенного материала на значительные расстояния от источников сноса. Изучение кернового материала большого числа скважин Гидропроекта (например в районе г. Салехарда) не позволяет выделить внутри салехардской свиты стратиграфически выдержанные слои без мореноподобных осадков и без валунно-галечникового материала.

Говоря о нижнеплейстоценовых (полульских) отложениях, мы указывали, что при удалении от Урала роль валунов и гальки уральских пород уменьшается, уступая первое место обломкам местных осадочных пород. Они попадали в осадок в процессе размыва берегов, сложенных этими породами, и путем разноса обломков припайными льдами. В салехардских и санчуговско-тазовских отложениях валунно-галечниковый материал с Урала и Сибирской платформы встречается на всей площади распространения трансгрессии, ибо под водами моря были все междуречья, и течения разносили айсберги и льдины по всей акватории. Но в приуральских и приенисейских частях эти обломки встречаются чаще. По мере удаления от источников продуцирования айсбергов (т.е. от ледников, сползавших с гор или от шельфовых ледников и береговой зоны) количество валунно-галечникового материала и горизонтов мореноподобных осадков уменьшалось. Весь разрез становится монотоннее, уменьшались и различия от казымских и устьсоленинских отложений. Это является отражением большей устойчивости и однообразия среды осадконакопления на протяжении всей нижне-, среднеплейстоценовой (ямальской) трансгрессии в мористых участках бассейна.

На большей части территории, покрывавшейся ямальским морем, отсутствуют сколько-нибудь значительные по мощности отложения регрессивной фазы. Там, где они имеются, их мощность небольшая. Это, скорее всего, свидетельство быстрого понижения уровня моря, на что обращал внимание В.Н. Сакс еще в ранних своих работах. Нет и каких-либо морфологически выраженных поверхностей, которые отвечали бы стадиям отступления моря, что также подтверждает быстрый спад уровня моря во время регрессии. В процессе мощного и длительного осадконакопления к концу ямальской трансгрессии древняя речная сеть была полностью погребена под осадками. Равнина после ухода моря отличалась удивительно плоским рельефом, который по мере понижения уровня моря

начал интенсивно осваиваться формирующейся речной сетью. В областях распространения уральского и сибирского покровов к концу самаровского времени доледниковый рельеф также был полностью сnivelирован мощными толщами разногенетических ниже-, среднеплейстоценовых отложений.

На юге равнины, во внеледниковой области в течение нижнего и среднего плейстоцена также происходила мощная и длительная аккумуляция преимущественно субаэральных осадков, главным образом краснодубровской свиты, максимальные мощности которой достигают 140-150 м. Эта свита имеет сложное строение, разнофациальна, разделена несколькими (от 5 до 10-12) горизонтами погребенных почв [Мартынов, 1966]. Имеется несколько вариантов расчленения свиты на стратиграфические горизонты, однако их корреляции для разных районов весьма затруднительны. По сумме данных, в том числе и по фауне млекопитающих (тираспольский, хазарский и, вероятно, ранняя стадия верхнепалеолитического комплекса), она отвечает нижнему, среднему и, возможно, части верхнего плейстоцена. К концу аккумуляции осадков краснодубровской свиты, так же как и в более северных районах, происходит значительная нивелировка древнего рельефа за счет покровного залегания осадков и повышенной мощности во впадинах и древних долинах. Этим подчеркивается общность главных черт ниже-, среднеплейстоценовой аккумуляции и в пределах всей Западно-Сибирской равнины.

Говоря в целом о ниже-, среднеплейстоценовой этапе осадконакопления, необходимо подчеркнуть следующие обстоятельства.

1. Сравнительную общую однородность литологического состава как в вертикальном разрезе, так и по простиранию. Практически на всей равнине явно преобладают супесчано-суглинистые отложения. Это является вполне определенным показателем довольно однородных и спокойных условий аккумуляции как во времени, так и в пространстве.

2. Несмотря на это, в верхней и нижней части морских ямальских осадков содержится много крупнообломочного материала и мореноподобных разностей. При общей неизменности характера осадков эти особенности свидетельствуют о проявлении каких-то дополнительных агентов аккумуляции и разноса крупнообломочного материала (айсберги и морской лед).

3. Выяснение возрастных соотношений морских доказанцевских осадков с континентальными отложениями указывает на синхронное накопление с ледниковыми (демьянскими и самаровскими) и межледниковыми (тобольскими) отложениями. Такой вывод хорошо согласуется с условиями залегания соответствующих горизонтов морских и ледниковых отложений. Этим в значительной мере определяется и корреляция морских осадков севера равнины с аллювиальными, озерными и субаэральными отложениями южных районов (преимущественно краснодубровской свиты и ее возрастных аналогов).

4. Глубины ямальского бассейна в течение преобладающей части времени его существования были более или менее одинаковыми и достигали в среднем 100-150 м, тем не менее в нем отложилась толща осадков мощностью до 300-400 м. Причем по всей мощности литолого-фациальный состав остается принципиально однотипным. Такая мощная аккумуляция могла произойти только в условиях постоянного тектонического погружения. Последнее, по-видимому, в значительной мере компенсировалось осадконакоплением. Отчасти «поддержание» более или менее одинаковых глубин происходило в результате гидрократического подъема уровня в результате тектонических движений в пределах Арктического бассейна. Мощная аккумуляция происходила и на юге, где также были устойчивые и длительные опускания. Наименьшая по мощности аккумуляция была в центральной части равнины (между Сибирскими Увалами и зоной Васюганских поднятий), где меньшими были и тектонические погружения.

5. В пределах зон морской, ледниковой и внеледниковой аккумуляции в нижнем и среднем плейстоцене происходило последовательное напластование более молодых

осадков на более древние. В связи с этим наиболее древние стратиграфические горизонты залегают гипсометрически ниже, чем более молодые. Общий характер напластования был однотипным на всей равнине. Благодаря этому к концу среднего плейстоцена под осадками оказался практически полностью погребенным рельеф конца неогена (рисунок, II). Максимальная мощность осадков составляла 400-500 м. Равнина приобрела удивительную монотонность, была слабо и неглубоко расчленена, сильно заболочена. Гидрографическая сеть была привязана к очень высокому базису эрозии - уровню ямальского моря. К этому времени и относятся заключительные фазы ниже-, среднеплейстоценового осадконакопления.

ВТОРОЙ ЭТАП ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ (ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН - СОВРЕМЕННОСТЬ)

Начиная с верхнего плейстоцена типичны иные соотношения между разновозрастными осадками, т.е. более молодые горизонты прислоняются к более древним. Эта общая особенность присуща для всего второго этапа. Смена знака тектонических движений на суше и в акватории Полярного бассейна вызвала регрессию ямальского моря (рисунок, III). Имеющиеся материалы свидетельствуют о понижении уровня моря приблизительно до современного, а может быть и несколько ниже [Архипов, 1960; Лазуков, 1960; Соколов, 1960; Зубаков, 1961; Троицкий, 1966 и др.]. Это вызвало расчленение плоского рельефа равнины конца среднего плейстоцена, врезание речных артерий и формирование гидрографической сети, в плане напоминающей современную сеть речных долин. Этот процесс проявился на территории всех трех областей равнины [Архипов, 1960; Лазуков, 1960; Москвитин, 1960; Зубаков, 1961; Мартынов, 1961; Мизеров, 1961; Адаменко, 1967 и др.]. На первых этапах, в условиях быстрого отступления моря и понижения его уровня, а также активизации положительных тектонических движений происходило довольно быстрое врезание, вскоре сменившееся более или менее нормальной эрозионно-аккумулятивной деятельностью. На севере по выработанным перед этим долинам проникли воды казанцевского моря, а южнее (в зоне влияния подпора) происходило формирование преимущественно дельтовых, озерных и аллювиально-озерных осадков нередко значительной мощности (до 50-60 м). Судя по распространению казанцевских морских отложений и их континентальных аналогов в речных долинах севера равнины, уровень казанцевского моря испытывал неоднократные горизонтальные и вертикальные перемещения.

К концу казанцевского межледниковья (рисунок, IV) произошло новое выравнивание равнины, значительное выполнение речных долин морскими, а южнее - озерно-аллювиальными отложениями. Полностью же долины не были захоронены и в дальнейшем послужили основой для разработки современной речной сети. С конца казанцевского межледниковья - начала зырянского оледенения практически вплоть до современности продолжался процесс последовательного непрерывно-прерывистого понижения уровня Полярного бассейна в условиях слабого преобладания, но широкого регионального распространения небольших по амплитуде тектонических поднятий. За это время была сформирована серия речных и морских террас, вложенных друг в друга (рисунок, VI). Только в самом конце плейстоцена или начале голоцена уровень моря был несколько ниже современного (примерно на 20-30 м). В это время был сформирован комплекс аллювия, залегающий в эрозионных врезках под аллювием поймы. К настоящему времени аллювий врезок вскрыт многими скважинами Гидропроекта в бассейнах Оби и Иртыша.

В зырянскую эпоху (рисунок, V) в условиях некоторого понижения уровня моря (но выше современного на 50-60 м) происходила дальнейшая разработка речной сети и заметное расширение долин при небольшом врезании. К этому времени относится

формирование IV надпойменной террасы (озерно-аллювиальной равнины), состоящей из двух аллювиальных комплексов (нижнего - казанцевского, верхнего - зырянского).

Формирование однотипных террас в долинах крупных речных артерий (Оби, Иртыша, Сев. Сосьвы, Надыма, Пура и др.) происходило в целом одновременно. В пределах указанных речных долин дифференцированные тектонические движения практически проявились очень слабо и не оказали влияния на разновозрастность однотипных террас. Однако далеко не всеми исследователями признается синхронность террас на значительных протяжениях [*Каплянская и Тарноградский, 1965; Архипов, 1968* и др.]. В бассейне Енисея, располагающемся в отличной от названных бассейнов тектонической ситуации, имеют место разъединения одной террасы на несколько уровней и, наоборот, соединения нескольких уровней в один [*Архипов, 1964; Зубаков, 1965; Горшков, 1966* и др.].

В течение всего второго этапа осадконакопления аккумуляция происходила главным образом в пределах речных долин, где формировался аллювий террас, характеризующийся общим сходством на террасах различного уровня. Кроме того, в строении двух наиболее высоких террас (III и IV) значительная доля принадлежит осадкам озерного генезиса. К тому же они поражают своей огромной шириной (десятки километров). Поэтому их правильнее называть озерно-аллювиальными равнинами. Низкие террасы и пойма имеют строение, типичное для рек равнинного типа [*Шанцер, 1951*]. Однако надпойменные террасы в сравнении с поймой имеют меньшую мощность аллювия (15-20 вместо 40-50 м, например, в нижней Оби).

На междуречьях в течение второго этапа осадконакопление проявлялось слабо и локально. Оно происходило в основном в озерно-болотных понижениях, где образовались озерные илы и торфяники, а также субаэральные отложения, среди которых довольно много эоловых осадков. На склонах происходили солифлюкционные, делювиальные, оползневые процессы. Однако мощности этих отложений, как правило, небольшие (редко превышают 10-15 м). Современная моделировка рельефа происходит в результате как аккумуляции, так и денудации. Среди последней главную роль играют эрозионные процессы не столько больших речных артерий, сколько малых и очень малых водотоков, существенно изменяющих общий облик современных междуречий.

Таковы в самых общих чертах главные особенности плейстоценового осадконакопления Западно-Сибирской равнины. Как видно, они протекали под постоянным влиянием и контролем тектонических движений. Оба этапа начинались трансгрессией Полярного бассейна, а кончались его регрессией. Причем после-ямальская регрессия была сравнительно кратковременной и оставила слабые следы как в осадках, так и в рельефе. Послеказанцевская регрессия, напротив, продолжалась длительное время и отразилась в формировании нескольких геоморфологических уровней и соответствующих им горизонтов разногенетических осадков.

ЛИТЕРАТУРА

Адаменко О.М. Основные закономерности геологического развития Кулундинской впадины. Канд. дис. Новокузнецк, 1967.

Архипов С.А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. «Тр. ГИН АН СССР», 1960, вып. 30.

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». Новосибирск, 1965, вып. 44.

Архипов С.А. Четвертичный период Западной Сибири. Докт. дисс. Новосибирск, 1968.

Басов В.А., Слободин В.Я. Комплексы фораминифер из современных и позднекайнозойских отложений западной части Советской Арктики. «Тр. НИИГА», 1965, т. 143.

Воейков А.И. Климатические условия ледниковых явлений прошедших и настоящих. «Зап. Минского о-ва, 1881», т. XVI

Волков И.А., Волкова В.С. Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Основные проблемы изучения четвертичного периода». СО АН СССР, Ин-т геол. и геофиз. М., «Наука», 1965.

Волкова В.С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск, 1966.

Горшков С.П. О стратиграфии антропогенных отложений внеледниковой зоны Приенисейской Сибири. В кн.: «Четвертичный период Сибири». М., «Наука», 1966.

Гудина В.И. Фораминиферы морских четвертичных отложений Сев. Приобья. В кн.: «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.

Гудина В.И. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. М., «Наука», 1966.

Загорская Н.Г. и др. [Морские неоген-\(?\) четвертичные отложения нижнего течения реки Енисея](#). «Тр. НИИГА», т. 144. М., «Недра», 1965.

Захаров Ю.Ф. Четвертичные отложения Нижнего и Среднего Приобья, Северного Зауралья и их корреляция. В кн.: «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.

Зубаков В.А. Стратиграфия и палеогеография четвертичных отложений Приенисейской Сибири. «Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертичн. периода», т. 3. Четвертичные отложения азиатской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Зубаков В.А. Плейстоценовое оледенение северного полушария (статика криосферы). В кн.: «Антропогенный период в Арктике и Субарктике». М., «Недра», тр. НИИГА, т. 143. М., «Недра», 1965.

Зубаков В.А. Корреляция оледенений и плейстоценовых морских трансгрессий арктической части Восточной Сибири и северо-западной части Северной Америки. «Сов. геология», 1965, № 6.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Стратиграфическая схема плейстоцена низовий рек Иртыша и Тобола. В кн.: «Четвертичный период Сибири». М., «Наука», 1966.

Кузин И.Л., Чочиа Н.Г. [Проблема оледенения Западно-Сибирской низменности](#). В кн.: «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.

Кулик Н.А. [О северном постплиоцене](#). «Геол. вестн.», 1926, т. 5, № 1-3.

Лазуков Г.И. О гляциально-морских отложениях на севере Евразии. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1960, № 3.

Лазуков Г.И., Хлебников В.К. О горизонте тазовской морены в бассейне р. Оби. «Геол. и геофиз.», 1961, № 4.

Лазуков Г.И., Назаревич Б.П. Отложения нижнечетвертичного оледенения в бассейне нижней Оби. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1962, № 2.

Лазуков Г.И. Четвертичные отложения «Белогорского материка» (низовья р. Оби). «Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР», 1964, вып. 44.

Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия). Изд-во МГУ, 1970.

Лидер В.А. Стратиграфия континентальных кайнозойских отложений «Белогорского материка» на р. Оби. В кн.: «Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Урала». М., «Недра», 1965.

Мартынов В.А. Опыт корреляции четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Решения и труды Междув. совещ. по дораб. и уточн. унифицир. и корреляц. стратиграф. схем Зап.-Сиб. низм.». Л., Гостоптехиздат, 1961.

Мартынов В.А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Четвертичный период Сибири». М., «Наука», 1966.

Мартынов В.А., Мизеров Б.В., Стрелков С.А. Стратиграфия четвертичных отложений Западной Сибири. «Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода», 1964, № 29.

Мизеров Б.В. Основные этапы осадконакопления четвертичного периода аккумулятивных равнин Нарымского Приобья. В кн.: «Четвертичный период Сибири». М., «Наука», 1966.

Милюкова Н.Н. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений нижнего Приобья. «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1960, № 39.

Попов А.И. [Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири](#). «Вопр. геогр.», сб. 12. М., Изд-во АН СССР, 1949.

Попов А.И. Четвертичный период в Западной Сибири. В кн.: «Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.

Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. «Тр. НИИГА», 1953, т. 77.

Соколов В.Н. Геология и перспективы нефтегазоносности арктической части Западно-Сибирской низменности. «Тр. НИИГА», 1960, т. 100.

Соколова Н.С. Палеогеографическая характеристика четвертичных отложений бассейна Нижней Оби. В кн.: «Палеогеография четвертичного периода». Изд-во МГУ, 1965.

Стрелков С.А. Север Сибири. М., «Наука», 1965.

Троцкий Л.С. О масштабах оледенения Урала в четвертичном периоде. В кн.: «Четвертичный период Сибири». М., «Наука», 1966.

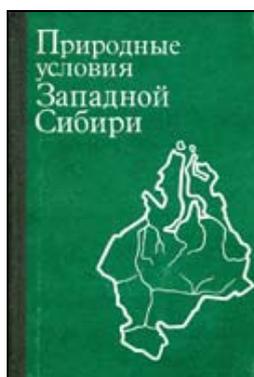
Троцкий С.Л. [Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири](#). ДАН СССР, 1967, т. 174, № 6.

Трофимов В.Т. Характеристика состава и свойств аллювиальных и аллювиально-озерных отложений долины р. Северной Сосьвы. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1964, № 4.

Чочиа Н.Г. Граница третичных и четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности и проблема оледенений этого региона. В кн.: «Докл. советских геологов на 23 сессии Междунар. геологич. конгресса. Проблема 10». М., 1968.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. «Тр. ИГН АН СССР», сер. геол., 1951, вып. 135.

Ссылка на статью:



Лазуков Г.И. **Этапы плейстоценового осадконакопления в пределах Западно-Сибирской равнины** // Природные условия Западной Сибири. 1971. Вып. 1. С. 6-24.